



Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : Le plateau sud-namibien et la marge nord-camerounaise

François Mvondo Owono

► To cite this version:

François Mvondo Owono. Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : Le plateau sud-namibien et la marge nord-camerounaise. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 2010. Français. NNT : . tel-00583094

HAL Id: tel-00583094

<https://theses.hal.science/tel-00583094>

Submitted on 4 Apr 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences De La Matière

présentée par

François MVONDO OWONO

préparée à l'unité de recherche UMR-CNRS 6118
Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Surrection
cénozoïque de
l'Ouest de l'Afrique à
partir de deux
exemples : le plateau
sud-namibien et la
marge nord
camerounaise**

**Thèse soutenue à Rennes
le 12 juillet 2010**

devant le jury composé de :

Peter COBBOLD

DR-CNRS, Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 / *président*

Dominique CHARDON

Professeur, Université de Toulouse / *rapporteur*

Jacques DURAND

Ingénieur Pétrolier, Société TOTAL / *rapporteur*

Marie-Joseph NTAMAK-NIDA

Maître de Conférences, Université de Douala /
examineur

François Guillocheau

Professeur, Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 / *Directeur de thèse*

Olivier DAUTEUIL

DR-CNRS, Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 / *Directeur de thèse*

REMERCIEMENTS

Mon rêve de devenir docteur est désormais une réalité. Mais cela reste encore difficile à réaliser, surtout lorsque je fais un feedback sur les nombreux paliers que j'eusse besoin de franchir pour y arriver. Il est donc clair que le franchissement de chaque palier a été gagné au prix de beaucoup d'efforts personnels, mais aussi grâce au soutien parfois inqualifiable de certaines personnes. C'est pourquoi, je tiens à adresser ma gratitude à :

François et Olivier : Plus que de bons amis, mes deux directeurs de thèse ont **tout mis en œuvre** pour la réussite de cette thèse. Je pensais trouver jusqu'à ce jour des mots plus forts, plus riches de sens qui puissent traduire ce que je pense d'eux, mais je n'en ai pas trouvé ni dans ma langue, ni dans la langue française. Je vais comme tous les thésards leur dire, merci, mais qu'ils sachent que ce merci est **tout particulier, plus fort et très sincère**.

François, en me proposant la première formulation de mon sujet de thèse m'a tout de suite rassuré en ces propos : "François, tout va très bien se passer", ce fut très galvanisant pour le "new comer" que j'étais. De la géologie structurale comme formation de base, ce très bon pédagogue a su me conduire progressivement dans d'autres univers de la Géologie : Stratigraphie séquentielle, Formations superficielles, Analyse de terrains sédimentaires (Crozon, Mont Saint Michel etc..) ; tout cela, baignant dans une humeur, un humour et un climat toujours de bonne ambiance. Plusieurs de ses marques sillonnent mon cahier de thèse. Il me fallait bien passer par lui....

Olivier : Géologue ou informaticien ? De toute façon, il fait très bien les deux. Ce "Monsieur, toujours disponible", a répondu à toutes mes sollicitations, même les plus inopportunes. Il a su méthodiquement me faire acquérir des bases solides sur les Systèmes d'Informations Géographiques et le traitement des Modèles Numériques de Terrain. Il a également renforcé mes capacités d'analyse de la déformation. Je n'oublierai jamais ce côté à côté passé dans ces immenses déserts de la Namibie, ces beaux moments de découvertes et toutes les scènes que nous ont offertes les animaux lors de la mission de terrain pour cette thèse. J'aimerais bien que toute cette histoire recommence....

Je remercie la société Total qui m'a fourni les lignes sismiques et les puits, qui constituent l'une des bases de données importantes de cette thèse.

Je tiens à remercier les membres de mon jury de thèse : Jacques Durand et Dominique Chardon pour avoir accepté de rapporter mon manuscrit de thèse, Peter Cobbold et Marie Joseph Ntamak-Nida pour leur présence au sein de mon jury de thèse.

A Delphine et Cécile, j'adresse également ma gratitude pour leur accueil, leur extrême gentillesse, sans oublier les nombreux dossiers qu'elles ont initiés ou suivis depuis le Cameroun ou ici même à Rennes à ma faveur. Puis, je pense aussi, à quelques sorties de terrain à Crozon, au Mont Saint Michel qui m'ont fait profiter de leur expertise.

Je pense aussi à remercier Thierry pour son cours sur le pointé sismique ; Yves Quété pour ArcGis ; Christian pour quelques rudiments de Gocad ; Stéphane Bonnet, c'est dans sa thèse qu'il m'a offerte gracieusement que j'ai pu "piger" les premiers éléments sur l'incision des rivières ; Jean Braun, Sylvie B., Jacques B., Frédérique M. pour leur sympathie et quelques échanges que nous avons eus ensemble.

Mes premiers pas de recherche sur la géologie du socle ont été soutenus et encadrés par le docteur Bernard Njom. Il m'a accordé toute son attention et son amour. Je tiens à lui témoigner toute ma reconnaissance.

J'ai cheminé avec certains étudiants que j'ai trouvés en thèse ou qui m'ont trouvé et avec qui, j'ai eu des discussions franches de thésards. Je tiens à leur dire merci. Je pense à Antoine Bercovici, François Deschamps, Alison, Paul J., Mélodie, Guillaume Troitin, Anne Claire et tous ceux qui ne sont pas à l'instant dans mon esprit.

A toute ma famille qui a souffert de mon absence. Je pense particulièrement à ma mon fils François Cladel et à sa mère Marianne Soppi, à ma maman et à tous mes frères et sœurs. Je tiens à remercier particulièrement mon oncle Emile Ndzinga qui m'a beaucoup soutenu dans ce projet, depuis l'idée jusqu'à la finition. Ses conseils, puis nos discussions ont été à chaque fois pour moi, un véritable stimulus.

A tous mes amis de Rennes : René, Nadine, F.Olivier, Ange, Jeanne-Marie, Chloé, Aline ; à la « coloc » : Jean, Yann Gaël, Vincent, Guillaume et aux frères de Ploërmel, je leur dis merci pour les discussions, pour les moments de partage, pour l'accompagnement etc...

Résumé

L'Afrique est connue depuis longtemps comme étant un continent surélevé. Cette forte topographie pourrait soit résulter d'une topographie préexistante, soit être acquise lors de la formation des marges passives ou lors d'une déformation intraplaque.

Cette thèse dont l'objectif est de contraindre la surrection de l'Ouest de l'Afrique durant le Cénozoïque sur deux sites : le plateau sud-namibien et la marge nord du Cameroun, à partir d'une double approche géomorphologique et stratigraphique, a été un moyen de montrer que la déformation n'est pas nulle dans une marge passive et les régions avoisinantes. Dans le plateau sud-namibien, cette déformation résulte d'une dynamique mantélique profonde et contrôle à différentes échelles l'évolution des reliefs, notamment celle du plateau sud-africain. Dans la marge nord camerounaise, elle est responsable du basculement et de la surrection de la marge dont trois périodes importantes ont été identifiées : (1) entre la base de l'Eocène moyen et la base de l'Oligocène supérieur, (2) entre le sommet de l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène inférieur, (3) post-Miocène inférieur.

Mots clés: *surrection, marge passive, topographie, Cénozoïque, déformation intraplaque, plateau sud-africain*

Abstract

The African continent is known for a long time as being a high continent. This abnormally high topography could result from a pre-existent topography, or acquired during the formation of the passive margins or induced by the intraplate deformation.

The aim of this thesis is to constraint the western Africa uplift during Cainozoic on two areas: the south Namibian plateau and the northern part of Cameroonian margin, by using both geomorphology and sequence stratigraphic analysis. We show that a passive margin and its neighbouring regions may deform longtime after the continental break-up. In the south Namibia plateau, this deformation results from a deep mantle dynamics and controls at different scales the evolution of the morphology, in particular that of the South African plateau. In the Cameroonian northern margin, this deformation generated the fall and the uplifts of the margin among which three important periods were identified: (1) base of middle Eocene-base of upper Oligocene, (2) summit of upper Oligocene-end of the early Miocene, (3) post early Miocene.

Key words: *uplift, passive margin, topography, Cainozoic, intraplate deformation, South African plateau.*

TABLE DE MATIERES

| | |
|--|-----------|
| REMERCIEMENTS..... | 1 |
| RESUME/ABSTRACT | 3 |
| TABLE DE MATIERES..... | 5 |
| INTRODUCTION GENERALE..... | 13 |
| PARTIE I : MARGES PASSIVES ET MOUVEMENTS VERTICAUX | 17 |
| CHAPITRE 1 : MARGES PASSIVES : DE LEUR FORMATION A LEUR SURRECTION | 19 |
| I- FORMATION DES MARGES PASSIVES | 21 |
| I.1- Structure d'une marge passive..... | 21 |
| I.2- Mécanismes à l'origine des marges passives..... | 22 |
| I.2.1- Le rifting | 22 |
| I.2.2- Océanisation | 25 |
| I.2.2.1- Mécanisme | 25 |
| I.2.2.2- Intégration de la formation de la marge passive dans le cycle de Wilson | 26 |
| II- CARACTERISTIQUES ET TYPOLOGIE DES MARGES PASSIVES | 27 |
| II.1- Géométrie et structures tectoniques | 27 |
| II.2- Sédimentation | 27 |
| II.3- Typologie des marges passives | 28 |
| II.3.1- Marges de coulissement | 28 |
| II.3.2- Marges volcaniques et marges non volcaniques | 29 |
| II.3.3- Marges maigres et marges grasses | 30 |
| III- PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX | 31 |
| III.1- Facteurs liés au rifting | 32 |
| III.1.1- Effets thermiques..... | 32 |
| III.1.2- Flexuration par décharge mécanique et sédimentaire..... | 33 |
| III.1.3- Rifting asymétrique | 33 |
| III.2- Facteurs climatiques | 33 |
| III.2.1- Erosion des épaules de rift et flexuration de la lithosphère..... | 33 |
| III.2.2- Effet des variations climatiques | 34 |
| III.2.3- Rebond isostatique glaciaire..... | 34 |
| III.3- Facteurs tectoniques..... | 36 |
| III.3.1- Ridge-push | 36 |
| III.3.2- Réorganisation des plaques tectoniques | 37 |
| III.3.3- Tectonique régionale..... | 37 |
| III.4- Facteurs liés au volcanisme | 38 |
| III.4.1- Influence des points chauds | 38 |
| III.4.2- Phénomènes de volcano-isostasie et de gonflement/dégonflement | 39 |
| III.5- Autres facteurs..... | 40 |

| | |
|---|-----------|
| IV - METHODES D'ETUDE DE LA SURRECTION | 41 |
| IV.1- Méthodes géochimiques..... | 41 |
| IV.1.1- Les traces de fission | 41 |
| IV.1.2- Les éléments cosmogéniques..... | 43 |
| IV.2- Méthodes géomorphologiques..... | 43 |
| IV.2.1- L'incision fluviale | 44 |
| IV.2.2- Migration de la ligne de rivage..... | 45 |
| IV.2.3- Les escarpements..... | 45 |
| IV.2.4- Les surfaces d'aplanissement et leur déformation | 46 |
| CONCLUSION | 46 |
| CHAPITRE 2- SYNTHESE DE L'HISTOIRE MESO-CENOZOIQUE DES MARGES OUEST- AFRICAINES | 47 |
| I- FORMATION DES MARGES PASSIVES OUEST-AFRICAINES | 51 |
| II - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA SURRECTION RECENTE DES MARGES SUD- OUEST AFRICAINES | 55 |
| II.1- Plateau sud africain..... | 56 |
| II.1.1- Quel est l'âge du plateau sud africain ? | 56 |
| II.1.2- Quelle est l'origine et la dynamique de l'anomalie topographique responsable de la surrection du sud du continent africain ? | 57 |
| II.2- Surrection des marges ouest-africaines – Volcanisme associé | 58 |
| II.2.1- Le plateau sud africain et ses marges | 58 |
| II.2.1.1- Dans la marge sud-africaine..... | 58 |
| II.2.1.2- Dans la marge Namibienne..... | 61 |
| II.2.1.3- Dans la terminaison nord du plateau sud-africain : " les montagnes " d'Angola... | 62 |
| II.2.2- Plateau « d'Afrique centrale » | 64 |
| II.2.2.1- Dans la partie Congolaise | 65 |
| II.2.2.2- Dans la partie gabonaise | 66 |
| II.2.2.3- Dans la partie équato-guinéenne | 67 |
| II.2.2.3- Dans la partie camerounaise | 68 |
| CONCLUSION | 68 |
| IV - SYNTHESE DES BASSINS SEDIMENTAIRES ASSOCIES AUX MARGES OUEST- AFRICAINES | 71 |
| IV.1- Le bassin du Niger..... | 71 |
| IV.2- Les bassins camerounais | 73 |
| IV.3- Le bassin de Rio Muni | 76 |
| IV.4- Bassin du Gabon..... | 76 |
| IV.5- Bassin du bas Congo | 78 |
| IV.6- Bassin de Kwanza..... | 79 |
| CONCLUSION | 81 |
| PARTIE II : LE PLATEAU SUD-NAMIBIEN- GEOMORPHOLOGIE ET DEFORMATION | 83 |
| PROBLEMATIQUE..... | 85 |

| | |
|--|------------|
| CHAPITRE 3 : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU SUD DE LA NAMIBIE | 89 |
| I- PRESENTATION GENERALE DU SUD DE LA NAMIBIE | 91 |
| I.1- Morphologie générale..... | 92 |
| I.2- Cadre structural..... | 92 |
| I.3- Ouverture de l'Atlantique et volcanisme..... | 92 |
| I.4- Evolution cénozoïque | 93 |
| II – EVOLUTION LITHOLOGIQUE DU SUD LA NAMIBIE | 94 |
| II.1- Unités stratigraphiques Namibiennes..... | 95 |
| II.2- Description des roches du Sud de la Namibie | 97 |
| II.2.1– Le Groupe de l'Orange River | 97 |
| II.2.2– La Suite Vioolsdrif..... | 97 |
| II.2.3– Le Complexe du Kairab | 97 |
| II.2.4– Le Complexe métamorphique de Namaqua | 98 |
| II.2.5– La Séquence Sinclair | 98 |
| II.2.6– Le Complexe du Gariiep | 98 |
| II.2.7– La Séquence du Damara..... | 98 |
| II.2.8– Le Groupe de Nama..... | 99 |
| II.2.9– La Province ignée Kuboos – Bremen | 100 |
| II.2.10– La Séquence du Karoo..... | 100 |
| II.2.11– Le Complexe Post-Karoo..... | 102 |
| II.2.12– La Séquence du Kalahari..... | 102 |
| II.2.13- Le désert du Namib et ses formations..... | 103 |
| CONCLUSION | 104 |
| CHAPITRE 4 : DONNEES, OUTILS ET METHODES..... | 105 |
| I- DONNEES | 107 |
| I.1- Images landsat et de Google earth | 107 |
| I.2- Cartes géologiques..... | 107 |
| I.3- Données de terrain..... | 108 |
| I.4- Données SRTM..... | 108 |
| II – OUTILS | 108 |
| III- METHODES DE CREATION DES MNT ET DES CARTES DERIVEES | 109 |
| III.1- Comment générer les MNT à partir des données SRTM ? | 109 |
| III.2- Comment obtenir les cartes dérivées des MNT ? | 111 |
| III.2.1- Carte d'exposition..... | 111 |
| III.2.2– Carte des pentes | 112 |
| III.2.3- Carte d'ombrage..... | 113 |
| III.2.4– Carte du réseau hydrographique..... | 114 |
| III.3 – Réalisations des coupes | 115 |
| III.3.1- Profils transversaux | 115 |
| III.3.2- Profils longitudinaux..... | 115 |
| III.4 - Réalisation des « knick zones » et de la différence entre PL et PT | 117 |

| | |
|---|------------|
| CONCLUSION | 117 |
| CHAPITRE 5 : LA TOPOGRAPHIE DU SUD DE LA NAMIBIE | 119 |
| I - LES SURFACES TOPOGRAPHIQUES DU SUD NAMIBIEN | 121 |
| I.1 – La côte | 124 |
| I.2 – Le domaine côtier | 124 |
| I.3 - Le plateau interne | 124 |
| I.3.1 - Le bourrelet bordier | 124 |
| I.3.2 - Le plateau interne proprement dit | 125 |
| I.3.3- Conclusion | 125 |
| I.4 - La rugosité générale du relief : analyse des pentes | 129 |
| CONCLUSION | 131 |
| I.5 – La géométrie des rivières au travers l'analyse des profils transversaux | 131 |
| I.5.1- Profils E-W | 131 |
| I.5.2- Profils N-S | 135 |
| I.6 – Conclusion | 135 |
| II – LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET LES BASSINS VERSANTS | 135 |
| II. 1 - Régime d'écoulement des eaux | 135 |
| II.2 – Les bassins versants | 136 |
| II.2.1- Le réseau côtier | 136 |
| II.2.2- Le réseau interne | 138 |
| II.2.2.1- Le bassin versant de l'Orange River | 138 |
| II.2.2.2- Le bassin versant de l'Est | 138 |
| II.3 – Etude des profils longitudinaux | 138 |
| II.3.1- Définition et caractéristiques d'un profil en long | 140 |
| II.3.2- Ruptures de pentes : typologie et caractéristiques | 140 |
| II.3.3- Résultats | 141 |
| II.3.3.1- Profil en long de la Fish River | 141 |
| II.3.3.2- Profil en long de la Konkiep River | 142 |
| II.3.3.3- Profil en long de la Koichab River | 144 |
| II.3.3.4- Profil en long de la Tsaris River | 145 |
| II.3.3.5- Profil en long de Isurub River | 146 |
| II.3.3.6 - Profils en long de l'Orange River | 147 |
| II.3.4- Conclusion | 150 |
| III- RELATION ENTRE MORPHOLOGIE ET LITHOLOGIE | 150 |
| III.1– Lithologie et éléments de la morphologie | 150 |
| III.2- Etude de la variation latérale de la lithologie | 152 |
| III.3- Conclusion | 154 |
| IV- INTEGRATION DES DONNES DE TERRAIN ET DISCUSSIONS | 156 |
| IV.1- Observation des escarpements | 156 |
| IV.2- Les surfaces d'aplanissement | 157 |
| CONCLUSION ET DISCUSSION | 159 |

| | |
|---|------------|
| CHAPITRE 6 : ORIGINE ET EVOLUTION DU CANYON DE LA FISH RIVER..... | 163 |
| I- ETAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES SUR LES CANYONS..... | 165 |
| I.1- Définition et importance des canyons..... | 165 |
| I.2- Processus à l'origine des canyons terrestres..... | 166 |
| II- LE CANYON DE LA FISH RIVER | 167 |
| II.1- Etat des connaissances sur le canyon de la Fish River | 167 |
| II.2- Contexte géologique | 167 |
| III- STRUCTURE ET EVOLUTION DU CANYON DE LA FISH RIVER : ARTICLE SCIENTIFIQUE | 171 |
| RESUME DE L'ARTICLE..... | 171 |
| THE FISH RIVER CANYON (SOUTHERN NAMIBIA): A RECORD OF CENOZOIC MANTLE DYNAMICS ABOVE SOUTH AFRICAN PLATEAU..... | 172 |
| IV- DISCUSSIONS ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES SUR LE CANYON | 184 |
| IV.1- Résumé des résultats..... | 184 |
| IV.2- Sens d'écoulement de la Fish River et orientations des surfaces environnantes. | 184 |
| IV.3- Interactions climat-tectonique..... | 185 |
| V- LA DEFORMATION DU SUD DE LA NAMIBIE..... | 189 |
| V.1- Carte du champ de fracturation..... | 189 |
| V.2- Discussion et conclusion..... | 193 |
| V.2.1- Chronologie de la déformation..... | 193 |
| V.2.2- Processus à l'origine de cette déformation..... | 193 |
| CONCLUSION | 195 |
| PARTIE III : LA MARGE CAMEROUNAISE : CHRONOLOGIE DE LA SURRECTION A PARTIR D'UNE DOUBLE ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DE LA MARGE ET GEOMORPHOLOGIQUE A TERRE..... | 197 |
| INTRODUCTION..... | 199 |
| CHAPITRE 7 : MATERIEL ET METHODES UTILISES POUR L'ANALYSE DES DONNEES DE SUBSURFACE..... | 201 |
| I- MATERIEL..... | 203 |
| I.1- Données sismiques | 203 |
| I.2- Données de puits | 203 |
| II- STRATIGRAPHIE SISMIQUE : TERMINOLOGIE ET MODELES D'EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PROFILS DE DEPOTS | 204 |
| II.1- Terminologie..... | 205 |
| II.1.1- Notions d'eustatisme, d'accommodation et de niveaux marins | 205 |
| II.1.2- Notions de cycles stratigraphiques ou de séquences de dépôt | 206 |
| II.1.3- Hiérarchisation des cycles | 206 |
| II.2- Modèles prédictifs d'évolution spatio-temporelle des profils de dépôts | 209 |
| III- METHODE DE STRATIGRAPHIE SISMIQUE : DECOUPAGE EN SEQUENCES ET CORTEGES DE DEPOTS..... | 211 |

| | |
|--|------------|
| III.1- Analyse des trajectoires : migration du littoral (ou de l'offlap break) | 211 |
| III.2- Hauteur des cliniformes | 214 |
| IV- HABILLAGE DES COUPES EN ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS | 215 |
| IV.1- Interprétation des diagraphies des puits | 215 |
| IV.2- Calage puits – sismique et habillage en environnements se dépôts | 215 |
| V- CALAGE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES CORTEGES DE DEPOTS | 216 |
| CONCLUSION | 217 |
| CHAPITRE 8 : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE RIO DEL REY | 219 |
| I- RESULTATS | 221 |
| I.1- Sismique | 221 |
| I.2 – Puits..... | 226 |
| I.2.1- Milieux de sédimentation..... | 226 |
| I.2.2- Lithostratigraphie..... | 227 |
| I.2.3- Biostratigraphie..... | 229 |
| I.3- Découpage des séquences..... | 231 |
| I.3.1- La séquence progradante | 231 |
| I.3.2- La séquence turbiditique..... | 233 |
| I.4- Calendrier des événements | 233 |
| II - INTERPRETATION | 236 |
| CONCLUSION | 237 |
| CHAPITRE 9 : ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE DOUALA | 239 |
| I- RESULTATS..... | 241 |
| I.1- Sismique | 241 |
| I.2 – Puits..... | 246 |
| I.2.1- Lithologie et lithostratigraphie..... | 246 |
| I.2.2- Milieux de sédimentation..... | 247 |
| I.2.3- Biostratigraphie..... | 250 |
| I.3- Découpage des séquences..... | 250 |
| I.3.1- La séquence aggradante : Crétacé supérieur (Formation de Logbaba)..... | 251 |
| I.3.2- La séquence intermédiaire : Paléocène-Eocène (Formation de N'kapa)..... | 251 |
| I.3.3- La séquence supérieure progradante : Oligocène-Actuel | 251 |
| I.3.4. Retour sur l'âge des dépôts : corrélation avec la charte de Haq et al. (1987), recalibré par Hardenbol et al. (1998)..... | 253 |
| I.4 – Calendrier des évènements..... | 254 |
| II - INTERPRETATION | 255 |
| CONCLUSION | 257 |
| CHAPITRE 10 : GEOMORPHOLOGIE DE LA MARGE CAMEROUNAISE..... | 259 |
| I – CARTOGRAPHIE ET DESCRIPTION DES GRANDES SURFACES D'APLANISSEMENT DU CAMEROUN AU CONGO..... | 261 |
| I.1- La surface bauxitique..... | 265 |

| | |
|---|------------|
| I.2- La surface intermédiaire..... | 265 |
| I.3- La surface sommitale des sables ocres | 266 |
| I.4- Les vallées glacis | 266 |
| I.5- La surface actuelle/ surface côtière | 266 |
| II- DISCUSSION SUR LES AGES..... | 266 |
| III- EVOLUTION DES SURFACES D’APLANISSEMENT | 267 |
| IV- DISCUSSION..... | 270 |
| IV.1 – Signification des paléosurfaces emboîtées..... | 270 |
| IV.2 – Surrection continue ou discontinue ? | 271 |
| CONCLUSION | 271 |
| CHAPITRE 11 : LA SURRECTION DE LA MARGE CAMEROUNAISE : | |
| CONFRONTATION DES DONNEES GEOMORPHOLOGIQUES ET DE STRATIGRAPHIE | |
| SISMIQUE..... | 275 |
| I – LES CONTRAINTES GEOLOGIQUES | 277 |
| I.1 – L’évolution des marges | 277 |
| I.2 – L’emboîtement des paléosurfaces | 279 |
| II – CALENDRIER DES DEFORMATIONS..... | 279 |
| II.1 – Les déformations base Oligocène | 279 |
| III.2 – Les déformations miocènes..... | 280 |
| CONCLUSION | 281 |
| CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES..... | 283 |
| I- CONCLUSION | 285 |
| I.1- Le plateau sud-namibien..... | 285 |
| I.2- La marge nord camerounaise | 286 |
| II- PERSPECTIVES..... | 287 |
| BIBLIOGRAPHIE | 289 |
| ANNEXES..... | 309 |
| ANNEXE A : OUTILS, DONNEES ET METHODOLOGIES UTILISEES POUR GENERER | |
| DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN (MNT) : APPLICATION AU SUD DE LA | |
| NAMIBIE..... | 311 |
| ANNEXE B : DATATION DES CANYON | 324 |

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

L'Afrique est connue depuis longtemps comme étant un continent surélevé (Partridge et Maud, 1987 ; Kossina, 1993 ; Doucouré, & de Wit, 2003 ; Rouby *et al.*, 2009). Les histogrammes de distribution des altitudes montrent que le continent africain est plus élevé que les autres continents spécialement pour les reliefs de basses altitudes (Dauteuil *et al.*, 2009) (Fig.1). Cette topographie élevée pourrait résulter d'une topographie pré-existante ou acquise lors de la formation des marges passives qui bordent le continent, mais pourrait aussi provenir d'une déformation postérieure à leur formation.

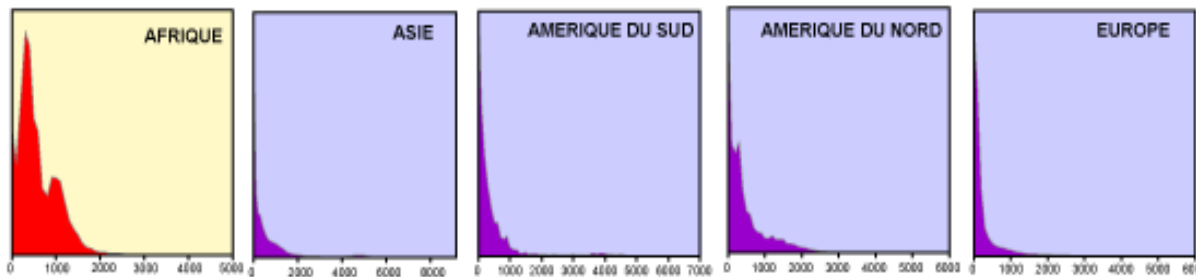


Fig.1-Distribution des altitudes du continent africain comparée aux autres continents (Dauteuil *et al.*, 2009).

Mais la chronologie et l'extension de cette surrection varient largement, d'une marge à l'autre ou au sein d'une même marge, d'un bassin l'autre, de même que des divergences existent lorsque les chercheurs utilisent des données et des critères différents. L'origine de ces fortes topographies reste encore très discutée même si les preuves en faveur d'une surrection de la topographie africaine actuelle sont convaincantes.

Cette thèse a pour objectif principal de contraindre avec des techniques différentes (géomorphologie, stratigraphie sismique à mer), la surrection de l'Ouest de l'Afrique durant le Cénozoïque sur deux sites : le Cameroun où, il n'existe presque pas d'études et le Sud de la Namibie où très peu de travaux ont été faits.

Le manuscrit a subséquemment été élaboré en trois parties :

La première partie est une synthèse bibliographique sur l'évolution des marges passives : de leur formation à leur surrection. Un état des connaissances sur les modalités de la surrection des marges ouest-africaines, des bassins associés et l'évolution de l'Atlantique sud depuis le Mésozoïque est également présenté dans cette partie.

La seconde partie porte sur le plateau sud-namibien. Les travaux antérieurs sur la région ne décrivent ni le champ de déformation méso-cénozoïque, ni les modalités de l'érosion en liaison avec ce champ de déformation. A cette fin, nous analyserons à la fois la morphologie, l'organisation des surfaces et le champ de déformation dans le Sud de la Namibie depuis l'échelle locale (canyon de la Fish River) jusqu'à l'échelle régionale, ce qui permettra d'établir la chronologie et le couplage, entre la déformation méso-cénozoïque et l'évolution de ces surfaces. Ce couplage est fondamental pour contraindre non seulement les transferts de matière du continent vers l'océan, mais aussi les phases de dénudation qui se sont produites après le rifting et qui peuvent être reliées à des variations du niveau de base. Cette étude est construite sur une base de données originale : Modèles Numériques de Terrain (MNT), images landsat, cartes géologiques et données de terrain. Ces données sont intégrées au moyen d'un Système d'Information Géographique (SIG) permettant de les croiser et de produire des cartes pour une analyse et des interprétations pertinentes.

La troisième partie concerne l'étude de la marge camerounaise. Le but est d'établir la chronologie de la surrection de la marge à partir d'une analyse stratigraphique et géomorphologique à terre. L'analyse stratigraphique s'appuie sur des données de sismique 2D et de puits des bassins du Rio del Rey et de Douala fournies par la société TOTAL. Elle permettra de retracer et de dater les grands événements qui affectent la marge, puis de contraindre les phases de surrection associées aux grandes périodes d'érosion. L'analyse des paléosurfaces et des altérites associés permettra (1) de les dater et (2) de caractériser les grandes phases de surrection.

PARTIE I

**MARGES PASSIVES ET
MOUVEMENTS VERTICAUX**

CHAPITRE 1

MARGES PASSIVES : MECANISME DE FORMATION ET MOUVEMENTS VERTICAUX

CHAPITRE 1

LES MARGES PASSIVES : DE LEUR FORMATION A LEUR SURRECTION

Les marges passives sont des zones supposées stables c'est-à-dire sans manifestations tectoniques et volcaniques, contrairement aux limites de plaques comme les zones de subduction. Cependant, plusieurs marges passives à l'instar des marges ouest-africaines, présentent de fortes topographies dont les études actuelles semblent révéler à la base, des mouvements verticaux de la surface de la terre (Summerfield, 1991 ; Lima, 1999 ; Gunnell & Fleitout, 2000).

Dans ce chapitre, trois grandes questions seront examinées.

- *Quels sont les mécanismes de formation des marges passives ?*
- *Quels sont les processus ou mécanismes susceptibles d'engendrer la surrection de telles marges ?*
- *Quelles sont les méthodes et techniques utilisées pour étudier les mouvements verticaux des marges passives ?*

I- FORMATIONS DES MARGES PASSIVES

I.1- Structure d'une marge passive

Les marges passives bordent les continents. Elles se situent au niveau de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique et résultent de la séparation de deux blocs continentaux. La cassure passe par une phase de rift. La marge passive correspond donc à l'évolution de l'une des deux épaules du rift qui a initié l'ouverture océanique, l'autre épaule du rift qui est la marge homologue, étant située de l'autre côté de l'océan. Une marge passive comprend trois parties essentielles (Fig. 1.1) :

- Un plateau continental ou plate forme continentale qui est une partie du continent à très faible pente ($< 1^\circ$), large de 80 Km en moyenne et de bathymétrie très faible comparée au reste de l'océan (0-200 m).
- Un talus continental, constitué d'une lithosphère amincie et fracturée par de grandes failles normales qui délimitent les blocs basculés disposés en gradins. C'est la zone de

forte pente (4°) avec une profondeur variant entre -200 et -4000 m sur environ 45 Km de large.

- A la base du talus, se trouve la troisième partie, le glacis. De pente très faible, le glacis joint les croûtes continentale et océanique et se raccorde aux bassins océaniques aux profondeurs variant entre -4000 et -5000 m.

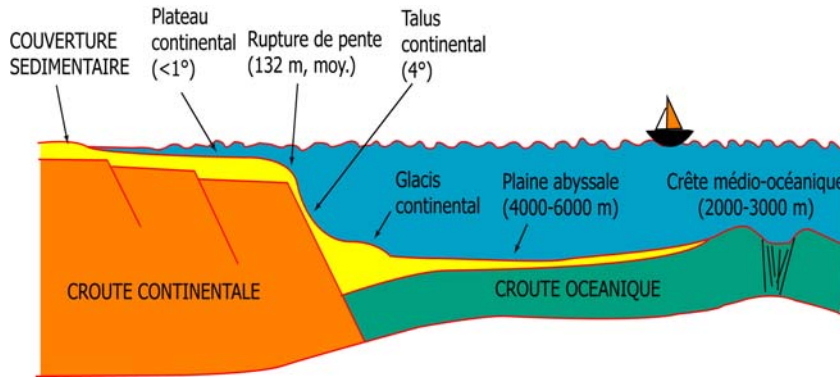


Figure 1.1- Représentation schématique d'une marge passive présentant trois parties : le plateau continental, le talus continental et le glacis.

I.2- Mécanismes à l'origine des marges passives

La formation des marges passives se fait via deux processus majeurs intimement liés : le rifting et l'océanisation. Les deux processus s'intègrent parfaitement dans le cycle de Wilson qui décrit les mouvements de la lithosphère, depuis l'ouverture d'un océan jusqu'à sa fermeture.

I.2.1- Le rifting

Le rifting est le processus de dislocation d'une croûte continentale suite à un étirement et un amincissement de la lithosphère. En fonction du moteur responsable de l'extension et de la dislocation de la croûte continentale, deux modèles de rifting ont été définis par Geoffroy (2005): le modèle de rifting actif et le modèle de rifting passif (Fig. 1.2).

Dans le modèle de rifting actif, le moteur de l'extension et de la dislocation continentale est la dynamique du manteau. Le rifting est dû à la remontée d'un panache asthénosphérique chaud. Cette remontée entraîne un réchauffement et une dilatation de la lithosphère qui se bombe à l'endroit où apparaîtra le rift. Ce modèle est à l'origine des marges passives volcaniques car, il est souvent associé à un point chaud. En guise d'exemples, on peut citer les marges sud-ouest africaine, sud-est brésilienne, sud-ouest indienne ou sud-est australienne.

Quant au modèle de rifting passif, les forces motrices dues à l'interaction entre les plaques lithosphériques mobiles, sont des forces de traction exercées aux limites des plaques.

Le rôle du manteau est alors secondaire. Le rift se forme par mise en place de petites cellules de convection. Les épaules de rift sont ensuite relevées par la dilatation d'origine thermique qui a lieu aux bords du rift, où les failles sont le plus développées. Un exemple bien connu est le lac de Baïkal, formé à la suite de la collision Inde-Asie ayant donné naissance à la chaîne de l'Himalaya. On peut aussi citer le cas du rift rhénan, mis en place à la suite de l'orogénèse alpine.

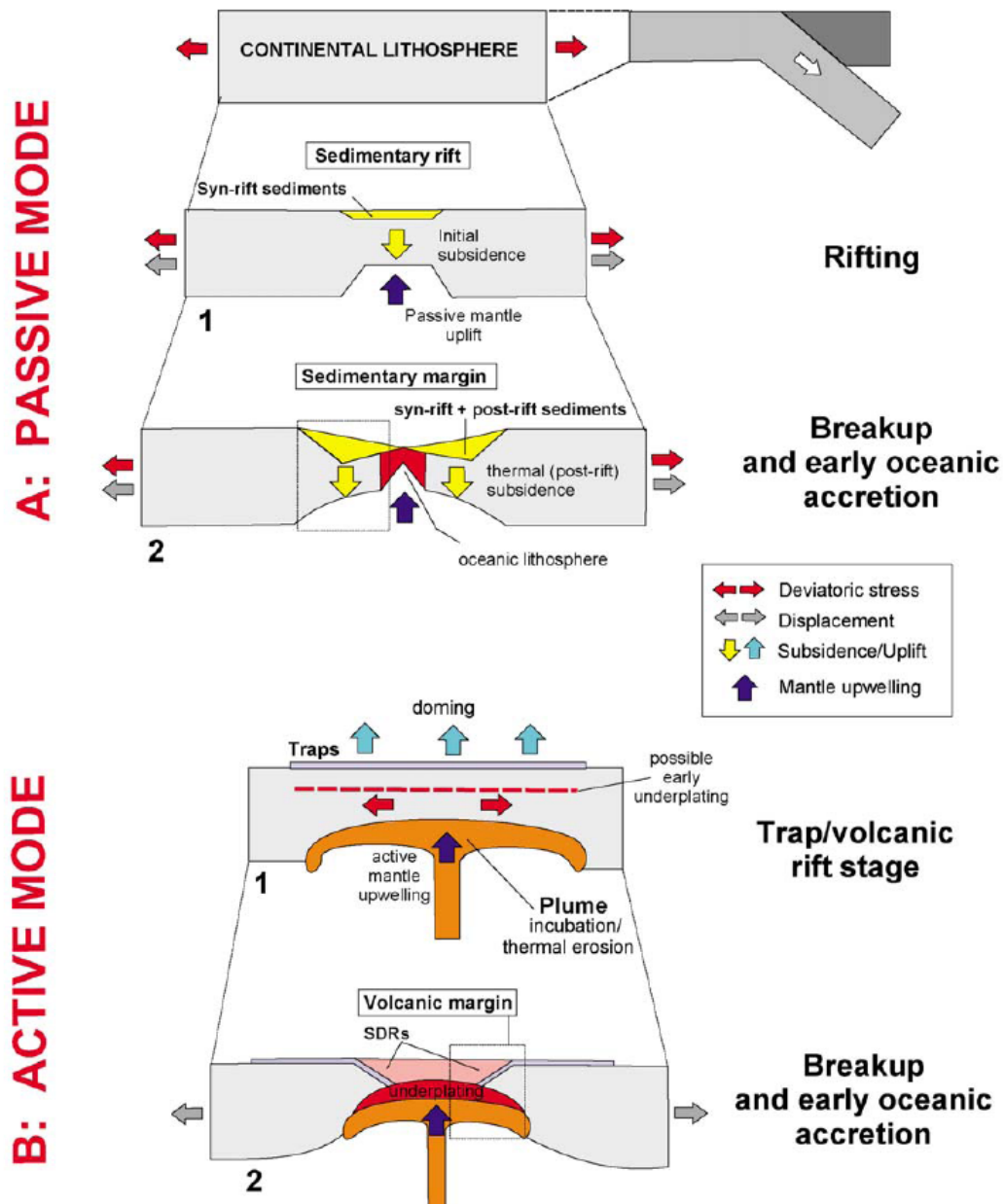


Figure 1.2- Mécanismes de rifting passif et actif (d'après Geoffrey, 2005). Le modèle de rifting actif est souvent à l'origine des marges volcaniques.

Quelque soit le mécanisme moteur de l'extension, il engendre une remontée du matériel mantellique sous la zone du rift. En fonction du type d'étirement qui affecte la lithosphère, le rifting peut être symétrique ou asymétrique.

Le rifting est dit symétrique, lorsque l'étirement est homogène. On parle encore dans ce cas, de cisaillement pur. Dans ce modèle, l'amincissement de la lithosphère et l'ascension des matériaux chauds de l'asthénosphère lors du rifting se font à l'aplomb de la zone d'amincissement crustal (Mckenzie, 1978). Il conduit donc à une symétrie de la zone lithosphérique amincie. Les marges passives conjuguées résultant de ce type de rifting sont marquées, d'une part, par une absence d'épaule de rift et d'autre part, par une géométrie de croûte amincie similaire (Fig. 1.3). L'évolution rift-fissure crustale-golfe océanique s'est déroulée selon ce modèle.

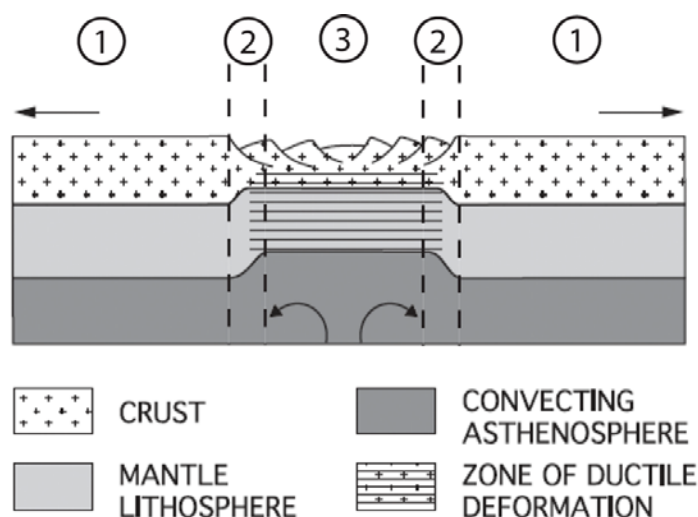


Figure 1.3- Modèle d'étirement uniforme de la lithosphère, modifié d'après Ziegler et Cloetingh (2004). La lithosphère uniformément étirée montre trois secteurs. Le secteur (1) est à l'équilibre tandis que l'amincissement lithosphérique des secteurs (2) et (3) génère un déficit de masse qui est compensé par la remontée progressive du manteau asthénosphérique aussi dense que le manteau lithosphérique.

Par contre, dans le modèle de rifting asymétrique, l'étirement est hétérogène et localisé le long d'une grande zone de cisaillement d'échelle lithosphérique, à faible pendage et fonctionnant en faille normale (Wernicke, 1985). Ce modèle implique en particulier une asymétrie de la zone lithosphérique étirée, avec émergence de la faille de détachement sur l'une des marges conjuguées et un décalage entre la zone d'amincissement crustal et la remontée du manteau profond. Autrement dit, l'ascension des matériaux chauds de l'asthénosphère ne se produit plus dans l'axe de symétrie de la zone d'amincissement maximal de la croûte, mais plutôt sous l'un des bords du rift. Et c'est ce dernier qui va subir les effets de la surrection thermique de la lithosphère, d'où une asymétrie de la topographie de part et d'autre de la zone du rift (Fig. 1.4). Les failles listriques qui marquent le rift sont connectées à cette grande faille de détachement qui traverse toute la lithosphère jusqu'à l'asthénosphère. Cette disposition particulière est due au fait que la déchirure de la croûte continentale se fait par cisaillement simple c'est-à-dire par basculement, rotation et étirement

des blocs juxtaposés au-dessus de la faille de détachement (Wernicke, 1985) (Fig. 1.4). L'ouverture de la mer rouge s'est opérée selon ce modèle.

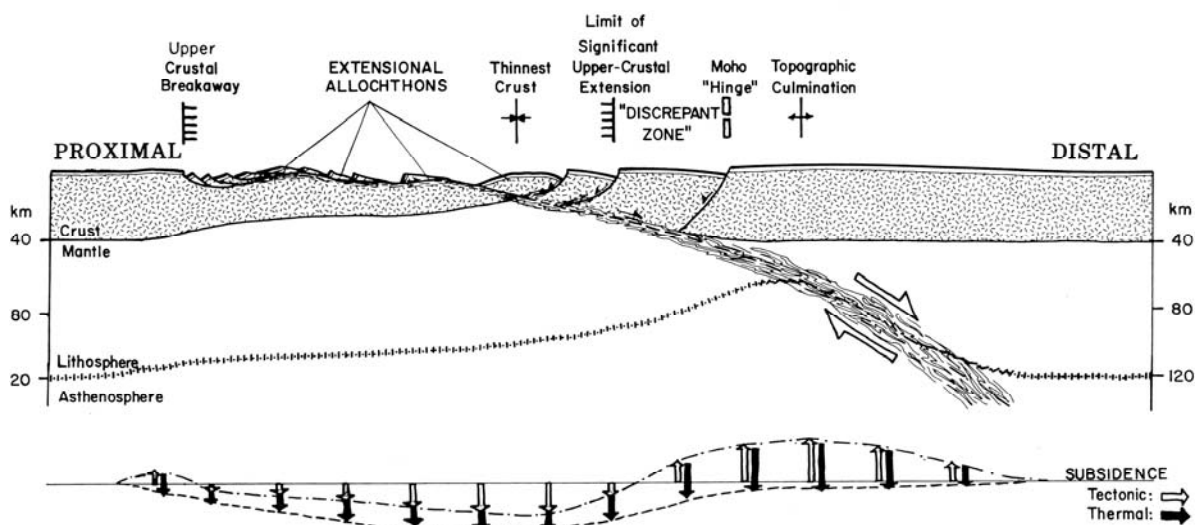


Figure 1.4- Modèle de rifting asymétrique de Wernicke (1985)

De manière générale, quel que soit le modèle considéré, le début du rifting se traduit par la création des failles normales, des blocs basculés et de grabens très fortement subsidents. L'amincissement de la lithosphère engendre une fusion partielle du manteau. Les produits de cette fusion remontent sous forme de diapirs, ou le long des fractures dans la zone où la lithosphère est étirée créant ainsi un soulèvement de la zone du rift (Ziegler & Cloetingh, 2004). Ce processus de réchauffement thermique (induit par la remontée de l'asthénosphère) et la réponse flexurale liée à la décharge mécanique de la lithosphère sont responsables de la mise en place des épaules du rift (Ollier, 1985 ; Weissel & Karner, 1989).

I.2.2– Océanisation

I.2.2.1- Mécanisme

L'océanisation est un processus conduisant à la formation de la croûte océanique nouvelle. En effet, à la suite d'un étirement intense et d'un amincissement maximal de la croûte continentale, la lithosphère se rompt, les deux parties de la lithosphère continentale se séparent et s'éloignent progressivement l'une de l'autre, puis la croûte océanique se forme. Ce stade de séparation continentale est encore appelé « breakup ». Un océan étroit se met en place et le rift s'enfonce sous le niveau de la mer. Le volcanisme sous-marin forme alors un premier plancher océanique basaltique (croûte océanique) de part et d'autre d'une dorsale embryonnaire : c'est le stade de mer linéaire.

L'expansion du plancher océanique est assurée par l'activité volcanique entretenue au niveau de la dorsale qui éjecte des matériaux de part et d'autre de la dorsale, élargissant ainsi le fond océanique. Lorsque le plancher est suffisamment grand, on obtient une marge complète bien structurée et avec des caractéristiques précises. La figure 1.5, récapitule les principales étapes de formation d'une marge passive.

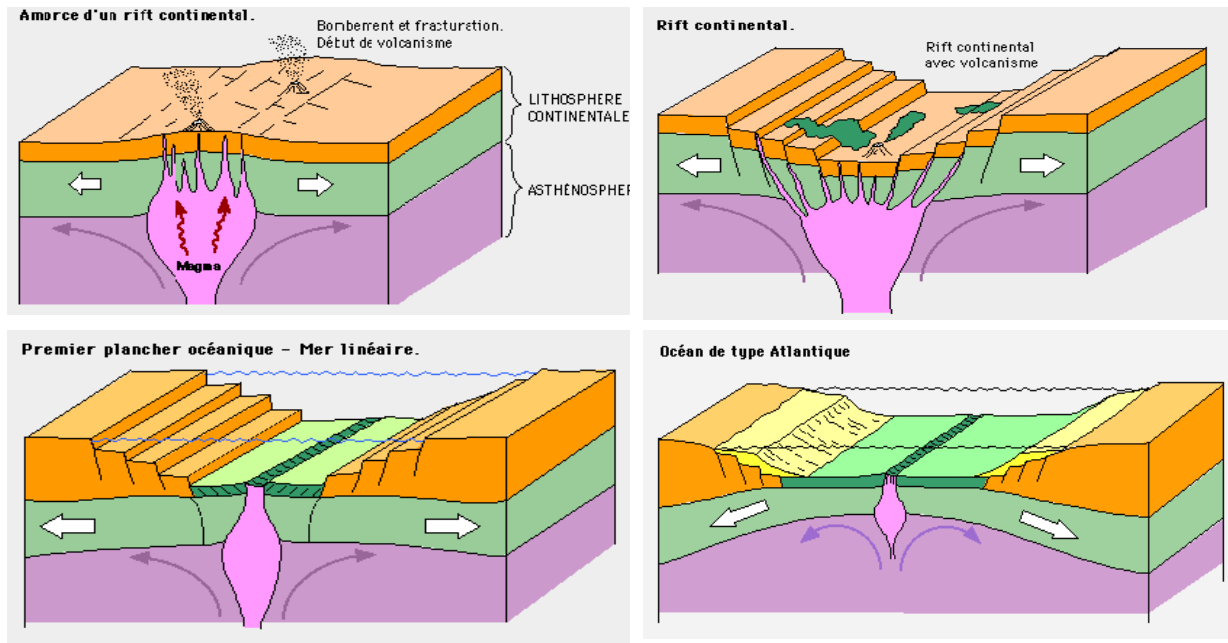


Figure 1.5- Etapes de la formation d'une marge passive.

(Source : http://www.futura-sciences.com/fr/doc/t/oceanographie/d/vie-et-structure-des-oceans_410/c3/221/p2/)

1.2.2.2– Intégration de la formation de la marge passive dans le cycle de Wilson

Wilson (1966) a mis en place un modèle cyclique de 400 à 500 millions d'années, qui explique l'ensemble des mouvements liés aux plaques tectoniques, de l'ouverture à la fermeture océanique. D'après ce modèle, tout bassin océanique naît à l'intérieur d'un continent, d'un rift continental puis s'agrandit entre les marges continentales passives. Ce modèle comprend cinq stades dont seuls les trois premiers correspondant à la formation des marges passives sont représentés à la figure 1.6 :

- le stade initial ou stade de rifting qui est marqué par la déchirure du continent, le rift est-africain est encore à ce stade (Fig. 1.6a) ;
- le stade juvénile qui correspond à la séparation du continent en deux masses indépendantes avec formation d'une croûte océanique basaltique au niveau de la dorsale, la mer Rouge illustre ce stade (Fig. 1.6b) ;

- le stade mature qui correspond au développement d'un océan large (expansion océanique), tel l'océan atlantique aujourd'hui (Fig. 1.6c).

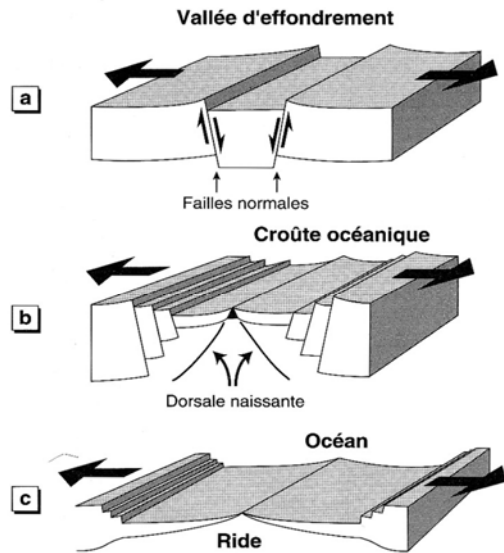


Figure 1.6- Cycle de Wilson et formation des marges passives (D'après Allen *et al.*, 2005).

(a) : Rifting continental

(b) : Formation d'une croûte océanique

(c) : Expansion océanique

II- CARACTERISTIQUES ET TYPOLOGIE DES MARGES PASSIVES

II.1- Géométrie et structures tectoniques

Les marges passives sont de vastes structures, larges de 100 à 400 Km. Elles présentent une lithosphère continentale amincie et une épaisseur crustale diminuant de la zone non amincie (30-40 km) à la limite continent-océan (8-10 km). La croûte amincie présente des failles normales à fort pendage limitant des blocs basculés, des horsts et des grabens. Vers l'océan, ces blocs devenus plus petits sont fortement basculés. Ces structures confèrent aux marges passives un profil en marches d'escalier (Figs. 1.1 et 1.5).

II.2- Sédimentation

L'une des caractéristiques essentielles d'une marge passive est la subsidence thermique liée à son refroidissement après le rifting. Celle-ci peut conduire à des épaisseurs de sédiments très importants pouvant atteindre 10 km. Ainsi, les marges passives constituent des zones de transfert de sédiments entre le continent et l'océan. Ce transfert de matières se fait à travers des chenaux et des canyons sous-marins. En général, la sédimentation rencontrée dans une marge passive est susceptible de retracer les stades d'évolution de celle-ci (Fig. 1.7). On distingue trois types de sédiments :

- les sédiments pré-rift (ou anté-rift), déposés avant la phase de rifting, en contexte tectonique calme. Ils sont solidaires de leur socle.
- les sédiments syn-rift, déposés pendant la phase de rifting (mais avant l'océanisation). Les failles normales listriques provoquant une rotation des blocs, les dépôts sédimentaires sont en éventail, avec de nombreux onlaps. Ces sédiments, du fait de l'augmentation graduelle de la pente de dépôt, présentent fréquemment des slumps (plis non tectoniques se produisant dans un sédiment non consolidé).
- les sédiments post-rift, déposés après la phase de rifting, pendant l'ouverture océanique proprement dite, sont en couches parallèles et subhorizontales.

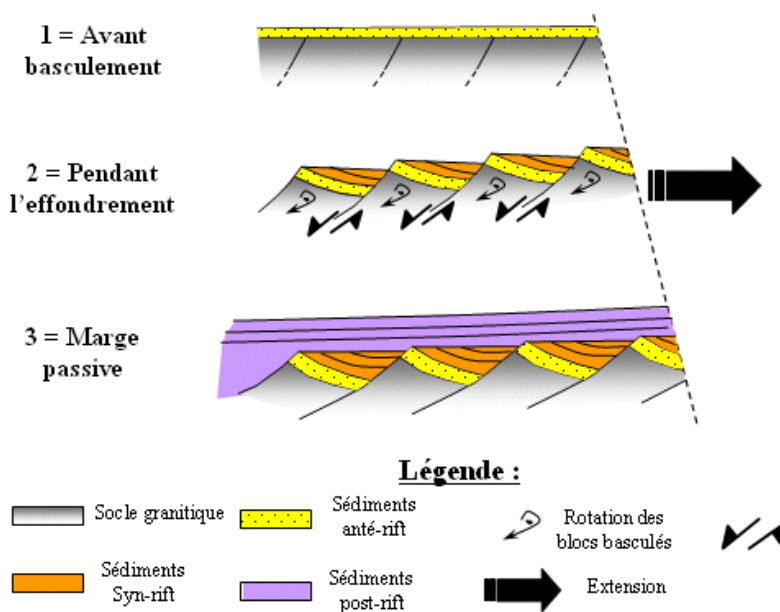


Figure 1.7- Schéma représentant les déformations induites lors de la formation des marges passives et la sédimentation associée.

II.3– Typologie des marges passives

La typologie des marges passives dépend de plusieurs paramètres, entre autres : la nature du rifting, le flux sédimentaire, la présence d'un point chaud.

II.3.1- Marges de coulissement

Dans ce type de marge, la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique est une faille transformante, ou un décrochement. Le long de la plus grande partie de cette limite, la croûte continentale reste d'épaisseur normale. Par contre, les anomalies magnétiques liées à la croûte océanique adjacente, au lieu d'être disposées parallèlement à la limite, buttent plutôt presque perpendiculairement à la marge. Un exemple classique connu est la marge atlantique du Ghana et de la Côte d'Ivoire au Nord du Golfe de Guinée (Fig. 1.8).

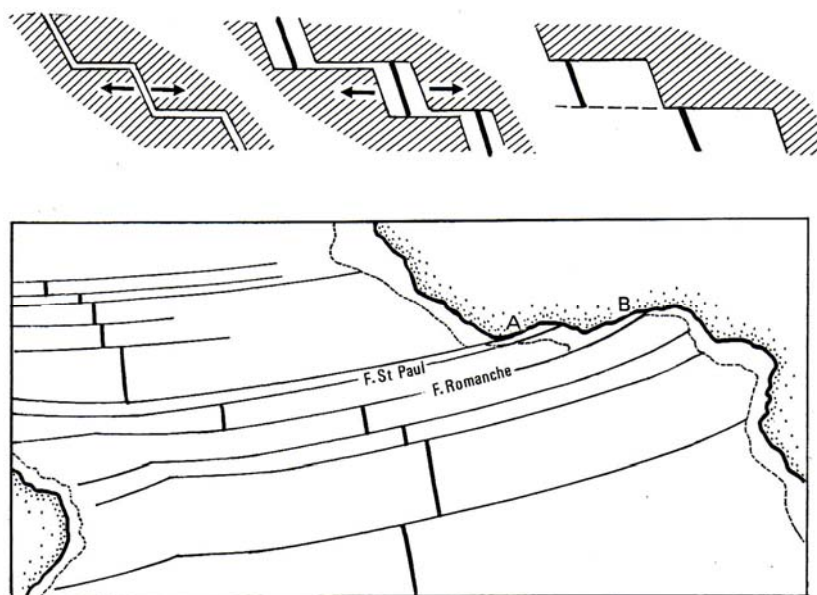


Figure 1.8- Marges de décrochement en Afrique équatoriale (Debelmas *et al.*, 2000). A. Côte d'Ivoire, B. Ghana. En haut, mécanisme de leur genèse.

II.3.2- Marges volcaniques et marges non volcaniques

Les marges volcaniques sont caractérisées par une puissante accumulation de roches magmatiques à la transition croûte continentale amincie/croûte océanique. On a relevé que dans ce type de marge, le rifting et l'ouverture océanique se produisent à la verticale d'un point chaud. On note aussi dans ces marges, la présence des corps de grande vitesse sismique appelés corps sous-plaqués, des laves extrudées et l'intrusion des dykes et des sills (White & McKenzie, 1989 ; Gladczenko *et al.*, 1997 ; Price *et al.*, 1997 ; Eldholm *et al.*, 2000 ; Jackson *et al.*, 2000). Les failles normales qui délimitent les blocs basculés ont un pendage vers le continent, ce qui explique le pendage vers la mer des laves extrudées. Les marges nord atlantiques formées au Tertiaire, en particulier, la marge norvégienne formée au-dessus du point chaud d'Islande montre une accumulation de plus de 10 km de basaltes surmontant plus de 7 km de roches plus denses, probablement des gabbros. De même, les marges de Groenland et du Brésil, tout comme certaines marges sud-ouest africaines (Fig. 1.9b) constituent de bons exemples de marges volcaniques (White & McKenzie, 1989 ; Coffin & Edholm, 1992 ; Gladczenko *et al.*, 1997 ; Edholm *et al.*, 2000 ; Mohriak *et al.*, 2000 ; Geoffroy, 2001 ; Skogseid, 2001).

Les marges non-volcaniques quant à elles sont situées loin de toute influence des points chauds. Elles ne présentent presque pas des corps magmatiques sous-plaqués. Ces marges représentent environ 30 % de l'ensemble des marges passives (Wijk, 2002). Les marges nord-ouest africaines et certaines marges nord-américaines sont des exemples bien connus de marges passives non-volcaniques (Fig. 1.9a). On peut également citer le cas des marges équatoriales de l'Afrique de l'Ouest.

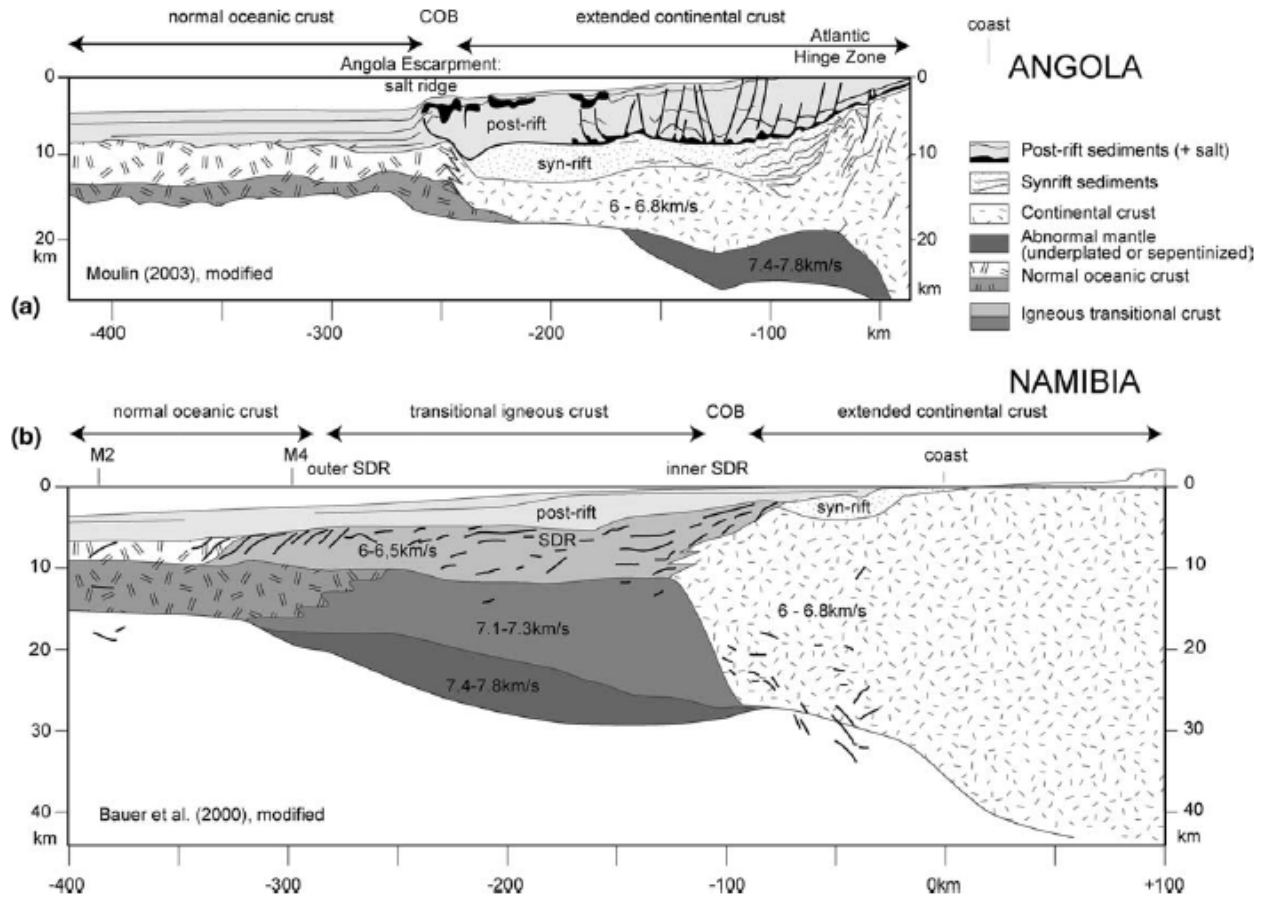


Figure 1.9- Coupes comparées de deux segments représentatifs des marges africaines de l'Atlantique sud, basées sur les données sismiques de Bauer *et al.* (2000) et Moulin (2003). Elles montrent la différence majeure entre une marge non-volcanique (a, Angola) représentant la marge équatoriale de l'Afrique de l'Ouest et une marge volcanique (b, Namibie), typique de la marge sud-ouest africaine.

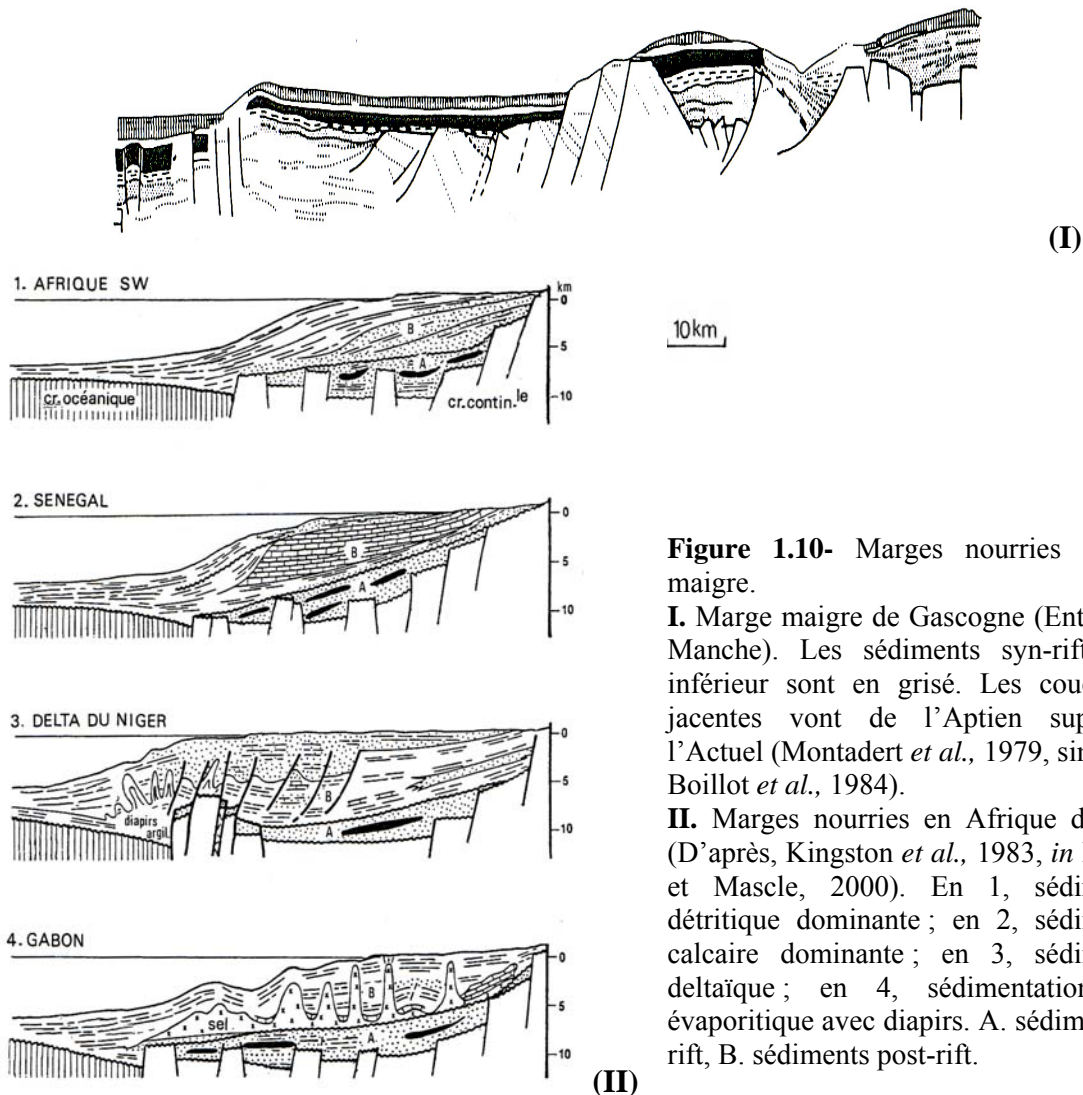
II.3.3- Marges maigres et marges grasses

Cette terminologie est fonction de l'accumulation sédimentaire. Lorsque la série sédimentaire dépasse 4 km d'épaisseur, la marge est dite grasse ou nourrie et dans le cas contraire, elle est dite maigre ou affamée.

Les marges dites maigres ou affamées sont caractérisées par des dépôts post-rifts peu épais (< 4 km). Cette faible accumulation est due soit à un taux de sédimentation faible, soit à la vigueur des phénomènes d'érosion et de transit (by-pass). Ces marges présentent en plus, une morphologie en marches d'escaliers, contrôlée par une structure en blocs faillés basculés comme dans le cas de la marge atlantique au Nord du Golfe de Gascogne (Fig. 1.10I).

Une marge grasse se caractérise par une morphologie « lissée » par l'ennoyage sédimentaire. La forte accumulation sédimentaire est liée soit à un important apport terrigène de certains grands fleuves comme l'Amazone ou le Congo, soit à l'installation des barrières

ou plates-formes récifales à l'instar du Blake Plateau au large de la Floride. Les marges de l'Afrique de l'Ouest sont des marges nourries (Fig. 1.10II).



III- PROCESSUS A L'ORIGINE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Les mouvements verticaux à la surface de la Terre (surrection, subsidence,...) résultent de plusieurs processus géologiques. L'objectif principal de cette thèse portant sur la surrection, nous allons nous limiter aux processus responsables de la surrection.

Par définition, la surrection ou "uplift" désigne tout mouvement vertical positif c'est-à-dire un soulèvement d'une surface donnée par rapport à un repère, souvent le niveau marin. En cela, elle s'oppose à la subsidence, qui traduit plutôt, un mouvement vertical vers le bas de la lithosphère c'est-à-dire un affaissement lent de la lithosphère entraînant un dépôt progressif de sédiments sous une profondeur d'eau constante.

Les principaux facteurs susceptibles d'initier la surrection des marges passives peuvent être liés au rifting (effets thermiques, rééquilibrage isostatique, flexure par

érosion de la marge), au climat (érosion des épaulements de rift, effet des variations climatiques, rebond isostatique), à la tectonique (déformations post-rifts, ridge-push), au volcanisme (points chauds, phénomènes de volcano-isostasie et de gonflement /dégonflement) et à d'autres facteurs comme la surcharge océanique, l'effet de charge atmosphérique etc...

III.1- Facteurs liés au rifting

III.1.1- Effets thermiques

Lors du rifting, l'extension et l'ascension des matériaux chauds de l'asthénosphère dans la zone étirée modifient sa structure thermique. Ainsi, la conduction thermique de la chaleur des zones étirées chaudes vers les zones froides situées à l'extérieur du rift accroît la subsidence thermique dans le bassin et provoque par expansion thermique de la croûte, la surrection des bordures du rift qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres (McKenzie, 1978 ; Cochran, 1983). Les forts contrastes de température et de densité au sein de l'asthénosphère y sont à l'origine des courants de convection qui amplifient l'uplift (Fig. 1.11.). Le bouclier calédonien-baltique sur la marge nord-ouest européenne résulte de telles anomalies thermiques (Stuevold & Eldholm, 1996).

Mais les effets thermiques ne suffisent pas pour expliquer les reliefs élevés des marges vieilles de plus de 100 Ma (Van Balen *et al.*, 1995 ; Beaumont *et al.*, 2000), car les anomalies thermiques créées pendant le rifting disparaissent progressivement après le rifting.

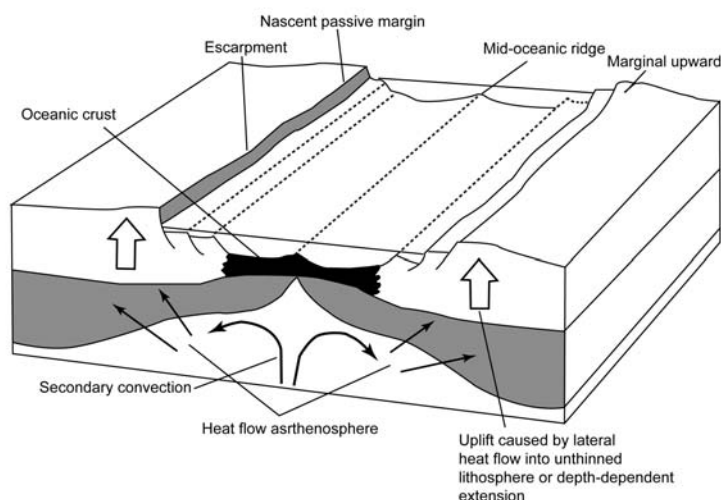


Figure 1.11- Schéma illustrant la surrection des épaulements de rift par flux thermiques latéraux et convection au sein de l'asthénosphère (D'après Summerfield, 1991).

III.1.2- Flexuration par décharge mécanique et sédimentaire

Pendant l'extension de la lithosphère qui a lieu au cours du rifting, il y a à la fois une décharge mécanique (due à l'amincissement de la lithosphère et aux mouvements le long des

failles) et une décharge sédimentaire (liée à l'érosion). Le réajustement isostatique régional consécutif à ces décharges provoque un soulèvement des flancs du rift par flexuration de grande longueur d'onde de la lithosphère. Les marges passives et les rifts continentaux actuels montrent des topographies élevées compatibles avec ce modèle (Weissel & Karner, 1989). La persistance de ces uplifts peut aller au-delà de 50 Ma. Certains auteurs pensent qu'ils seraient même permanents puisque entretenus par l'érosion des épaules du rift et le réajustement isostatique induit (Tucker & Slingerland, 1994 ; Van Balen *et al.*, 1995 ; Beaumont *et al.*, 2000).

III.1.3- Rifting asymétrique

Le rifting a une incidence sur la topographie. Nous avons vu qu'au cours d'un rifting asymétrique, l'amincissement de la lithosphère et l'ascension des matériaux chauds de l'asthénosphère ne se font pas sous l'axe du rift, mais plutôt sous l'un des épaulements de rifts. Et c'est ce dernier qui va subir les effets de la surrection thermique de la lithosphère, d'où une asymétrie de la topographie de part et d'autre de la zone du rift (Fig. 1.4). Les épaules de rift mises en place au cours du rifting peuvent être soulevées de plus de 2 km (Ziegler & Cloetingh, 2004). Elles sont donc responsables en grande partie des topographies élevées dans certaines marges comme celles de l'Afrique occidentale. Mais, il a été démontré qu'après le breakup, ces reliefs vont s'éroder progressivement et le réajustement thermique de la lithosphère va entraîner la subsidence des marges. Encore faut-il que le climat soit favorable.

III.2- Facteurs climatiques

III.2.1- Erosion des épaules de rift et flexuration de la lithosphère

Après le breakup, les épaulements de rift créés doivent s'éroder progressivement provoquant un uplift alors que le réajustement thermique de la lithosphère doit entraîner la subsidence des marges (Fig. 1.12). Ces reliefs sont donc supposés s'atténuer au cours des temps géologiques. Des estimations faites par Ziegler & Cloetingh (2004) montrent que 65% des effets thermiques induits par la remontée de la limite lithosphère/asthénosphère disparaissent après 60 Ma, et 95% après 180 Ma. Or les reliefs élevés sont toujours présents dans les marges pour la plupart vieilles de plus 80 Ma.

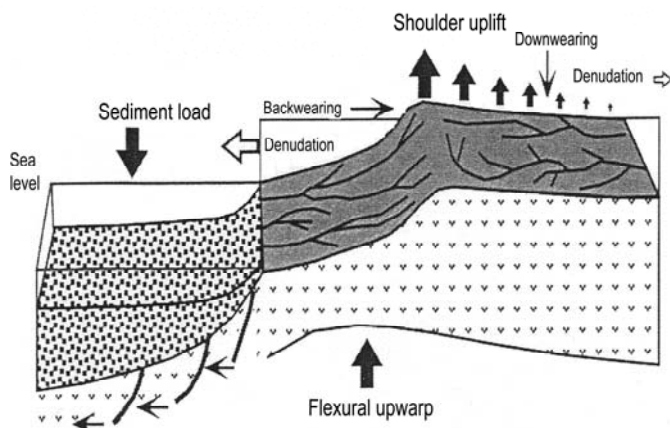


Figure 1.12- Modèle conceptuel de la surrection des épaules de rift par flexure de la lithosphère suite à une dénudation de la marge passive (Gunnell & Fleitout, 2000).

III.2.2- Effet des variations climatiques

Le climat joue un rôle déterminant sur l'évolution du relief d'une marge passive par son action sur les processus d'altération des roches et le mode d'érosion mécanique. L'érosion des marges provoque des mouvements verticaux isostatiques et une surrection par flexuration de la lithosphère. Les climats arides favorisent la préservation des reliefs élevés sur les marges (cas des escarpements) car l'érosion y est faible (Tucker & Slingerland, 1994). Par contre, les climats humides ont une grande influence sur le taux de dénudation et sur les mouvements verticaux relatifs à l'isostasie, en raison d'un important flux d'eau. Ils ne sont pas très favorables à la préservation des reliefs.

Mais la localisation d'une marge sous un climat précis ne semble pas être un facteur déterminant pour expliquer sa topographie. Le Groenland est constitué d'un relief élevé même après déduction de sa masse de glace, pourtant il se trouve en climat froid. Par ailleurs, les marges sud-ouest et nord-ouest africaines sont situées toutes en climat aride, mais, présentent de topographies différentes. Les premières sont surélevées alors que les secondes sont situées sur de basses altitudes.

III.2.3- Rebond isostatique glaciaire

C'est la remontée de la lithosphère quand elle est allégée, par disparition d'une calotte glaciaire (Fig. 1.13). Durant les périodes glaciaires, la calotte glaciaire augmente la charge verticale de la lithosphère et entraîne une subsidence de sa surface. Stewart *et al.* (2000) ont montré que lorsque la masse de la glace est faible, cette subsidence est contrôlée par l'élasticité de la lithosphère. Dans le cas contraire, elle est compensée isostatiquement par viscosité de l'asthénosphère.

Pendant la déglaciation, le retrait de la calotte glaciaire décharge la surface et entraîne un uplift avec un relâchement des contraintes, des jeux de failles et de la sismicité dans la zone anciennement chargée (Stewart *et al.*, 2000).

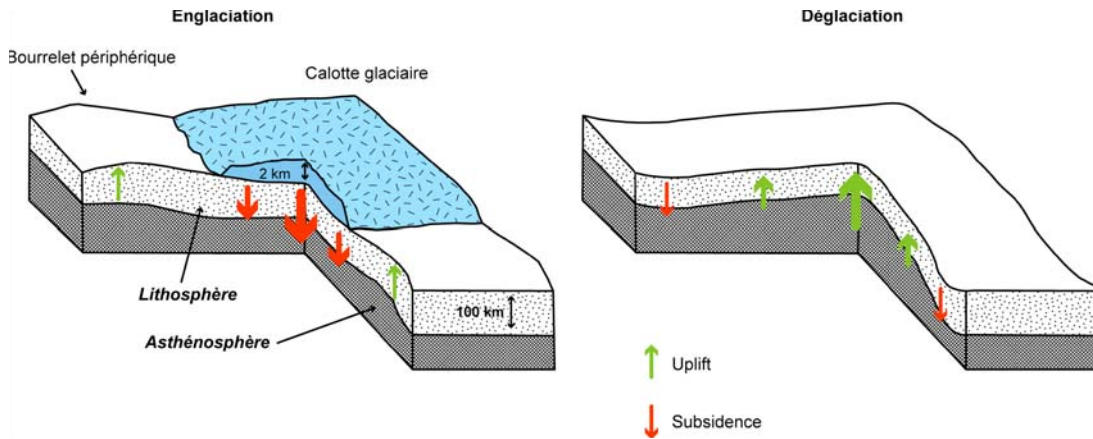
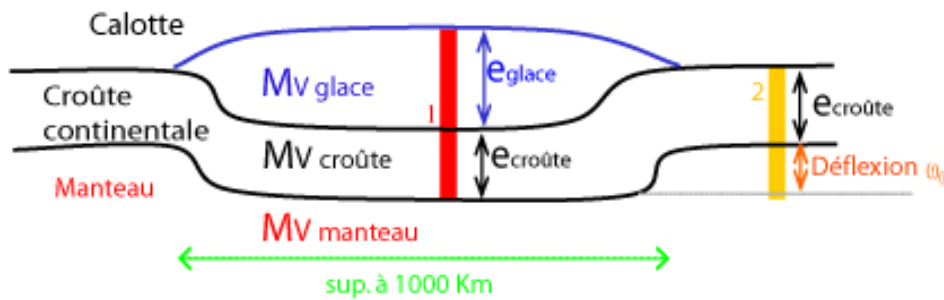


Figure 1.13- Modèle simplifié des mouvements verticaux durant l'englaciation et la déglaciation d'une zone (d'après Stewart *et al.*, 2000). Les échelles verticales ne sont pas respectées.

En appliquant le principe d'Archimède, on peut calculer la déflexion. D'après ce principe, les colonnes 1 et 2 sont en équilibre isostatique, c'est-à-dire que les poids des deux colonnes sont égaux, ce qui permet de calculer la déflexion.



Ainsi,

$$e_{glace} \cdot Mv_{glace} + e_{croûte} \cdot Mv_{croûte} = e_{croûte} \cdot Mv_{croûte} + \omega_0 \cdot Mv_{manteau}$$

$$\Rightarrow \omega_0 = \frac{e_{glace} \cdot Mv_{glace}}{Mv_{manteau}}$$

Avec :

ω_0 = Déflexion

e = épaisseur

Mv = Masse volumique

Tout le Nord de l'Europe (jusqu'au Nord de la France et l'Ecosse) était recouvert d'une calotte glaciaire totalement fondue depuis 10 000 ans. L'épaisseur de glace était de l'ordre de 4000 m, soit une déflexion d'environ 1000 m. Le rebond post-glaciaire est aujourd'hui observé en Amérique du Nord et en Scandinavie. C'est une conséquence de la fonte des calottes glaciaires qui recouvraient ces régions il y a environ 10 000 ans.

Des études géologiques de terrain permettent de déterminer le taux de surrection après la débâcle glaciaire. Les vitesses d'uplift atteignent 3,3 cm/an dans l'archipel du Spitzberg (Boulton, 1979) ; 4,5 cm/an au Sud de la Norvège (Anundsen, 1985) ; 3,3 cm/an au Groenland (Kevin & Lambeck, 2004). Dans le centre de la Norvège, ces taux ont atteint 4,5-5,8 cm/an entre 10000 et 8500 ans BP (Kjemperud, 1986). Ingolfsson *et al.* (1995) ont déterminé un taux d'uplift de 6,9 cm/an dans la zone de Reykjavik (Islande) pour la période 10 300-9 400 ans BP. En Islande, un taux d'uplift compris entre 5 et 10 cm/an pour la période 10000-8 500 ans BP pour la côte sud-ouest (Biessy *et al.*, 2008).

III.3- Facteurs tectoniques

Les forces qui déplacent les plaques ont également une influence sur le soulèvement des marges. Parmi celles-ci, on peut citer : le ridge-push, les contraintes dues aux réarrangements des plaques tectoniques et à la tectonique régionale.

III.3.1- Ridge-push

Le ridge-push est une force horizontale qui s'exerce perpendiculairement à l'axe de la dorsale (Artyushkov, 1973) (Fig. 1.14). Elle résulte d'un gradient de pression horizontal créé par le refroidissement, la contraction et les variations latérales de densité de la lithosphère avec l'âge (Wilson, 1993). Les contraintes induites par le ridge-push sont en partie responsables des structures compressives, de l'uplift et par conséquent, de la dénudation de nombreuses marges. Certains auteurs pensent que l'inversion post-breakup des marges nord-ouest européennes est en grande partie liée au ridge-push (Doré & Lundin, 1996 ; Boldreel & Andersen, 1998 ; Cloetingh *et al.*, 1999 ; Fejerskov & Lindholm, 2000 ; Fjeldskaar *et al.*, 2000 ; Pascal *et al.*, 2003).

Dans les marges sud-ouest africaines, le ridge-push a été décrit comme initiateur des déformations post-breakup (Ransome & de Wit, 1992 ; Hudec & Jackson, 2002).

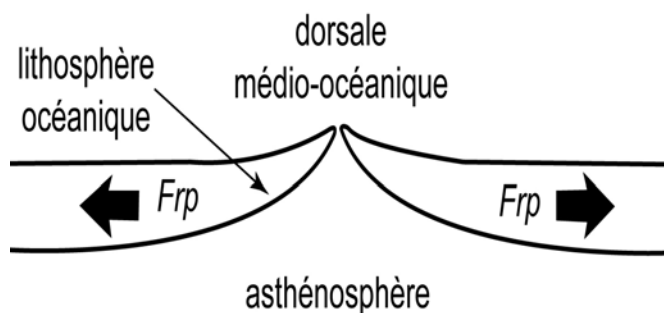


Figure 1.14- Action du ridge-push sur la compression des marges passives. Les forces de ridge-push sont perpendiculaires à la dorsale (Fejerskov & Lindholm, 2000).

III.3.2- Réorganisation des plaques tectoniques

Un changement dans l'organisation des frontières de plaques peut induire la compression d'une région et donc l'inversion d'une marge. Ce qui se traduit par sa surrection. Dans les marges orientales canadiennes, les contraintes compressives et la surrection post-rift mesurée résulteraient d'une réorganisation des plaques, en particulier, l'ouverture de la mer de Labrador dès le Crétacé inférieur (Faure *et al.*, 1996 ; Peulvast *et al.*, 1996). Plusieurs réorganisations ont eu lieu au niveau de la dorsale nord-atlantique au cours du Néogène. Elles peuvent être corrélées avec des épisodes d'inversion et d'uplift.

Un changement de géométrie des dorsales des marges de l'Atlantique sud est suggéré comme l'une des causes des déformations post-breakup. En Namibie et en Angola, la modification de la géométrie d'accrétion pourrait être à l'origine de la réactivation des failles préexistantes induisant une dénudation (Gallagher & Brown, 1997 ; Hudec & Jackson, 2002 ; Raab *et al.*, 2002).

III.3.3- Tectonique régionale

La tectonique régionale agit sur les marges passives par l'intermédiaire des réorganisations de plaques. Des contraintes intraplaques compressives provenant d'une orogène peuvent être à l'origine d'instabilité élastique du style flambage (Cloetingh *et al.*, 1990 ; Martinod & Davy, 1992 ; Cloetingh *et al.*, 1999). Dans la lithosphère, le flambage est un phénomène d'amplitude kilométrique et de grande longueur d'onde (centaines de kilomètres) (Cloetingh *et al.*, 1990 ; Cloetingh *et al.*, 1999). Cloetingh *et al.* (1999) ont montré que le plissement de la lithosphère par flambage peut durer plus de 20 Ma, en dépit des zones de faiblesse préexistantes comme les failles. Ce mécanisme est décrit pour des marges passives susceptibles de subir les actions d'une tectonique régionale. Elles indiquent une propagation des contraintes dans les plaques.

En prenant l'exemple du rift est-africain, des auteurs comme Andreoli *et al.* (1996) pensent que la compression et la sismicité observées sur les marges ouest-africaines proviendraient de la propagation vers le Sud de ce rift au Néogène. Cette propagation aurait donc développé de part et d'autre du rift, des contraintes compressives est-ouest qui ont entraîné un flambage de la lithosphère sur les marges ouest-africaines.

Lima (1999) et Cobbold *et al.* (2001) ont également montré que la marge sud-est brésilienne, subit les mêmes influences. En effet, les trois phases d'inversion décrites dans cette marge, correspondent sur le plan chronologique aux trois phases de l'orogénèse andine (péruvienne, incaïque et quechuane). Au cours de ces phases, la convergence des plaques au niveau des Andes était probablement plus rapide, et les contraintes ont pu se propager sur de longues distances sur le continent. De plus, la cinématique de la déformation compressive de la marge brésilienne cadre bien avec les changements de direction de la convergence andine

au Cénozoïque (Cobbold *et al.*, 2001). Les inversions de la marge résulteraient donc du flambage de la lithosphère (lors de la compression des Andes) et des forces du ridge-push (Lima, 1999) (Fig. 1.15).

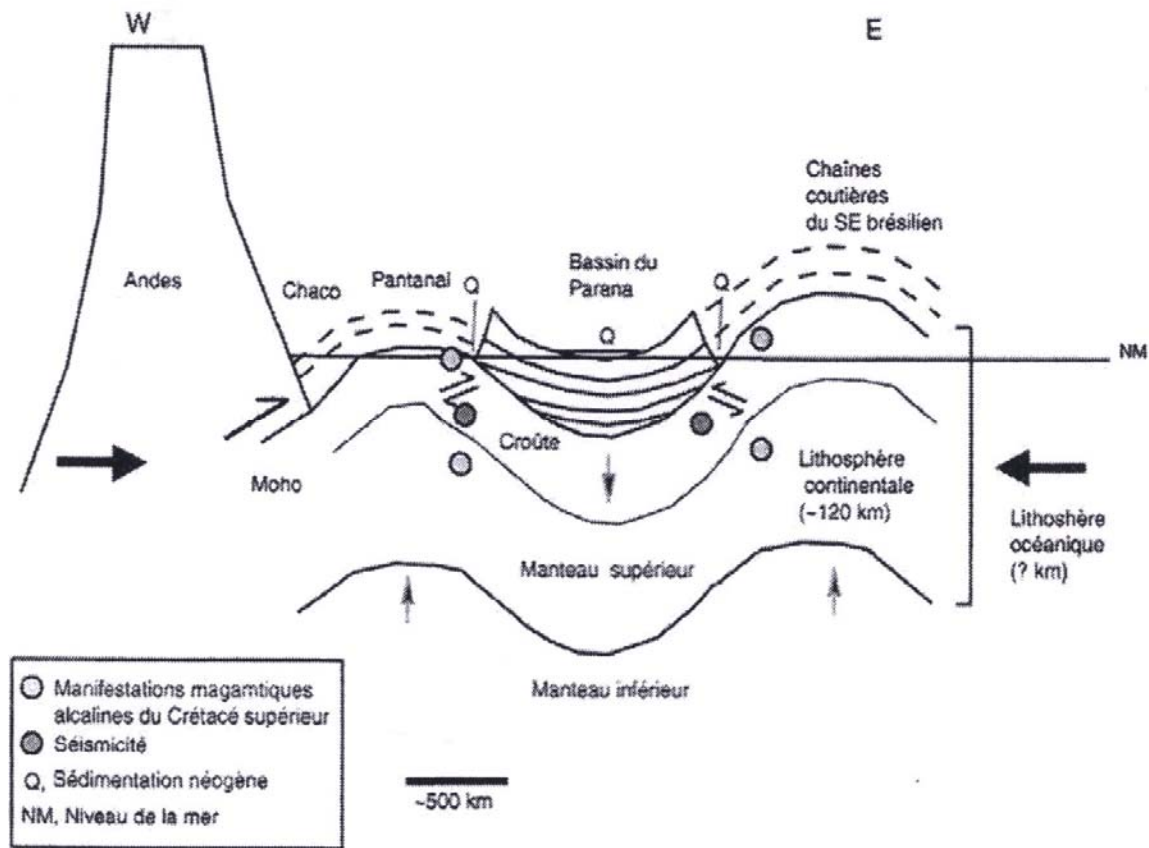


Figure 1.15- Modèle de déformation lithosphérique par flambage de la plaque sud-américaine, le long d'un profil schématique entre les Andes centrales et l'océan atlantique (Lima, 1999).

III.4- Facteurs liés au volcanisme

Le volcanisme est fréquent aux frontières des plaques ou à proximité. Mais, il est souvent aussi observé dans les marges dites volcaniques. Il peut aussi être à l'origine des mouvements verticaux.

III.4.1- Influence des points chauds

Le volcanisme lié aux points chauds ou "hot spots" en anglais est associé à un phénomène particulier de convection mantellique. Le réchauffement de la lithosphère sous l'effet d'un point chaud provoque son amincissement, et donc son soulèvement par ajustement isostatique. L'apparition des volcans est ainsi favorisée. Ces points chauds sont dus

aux panaches de matériaux chauds qui remontent du manteau, créant des bombements thermiques, une topographie dynamique et mettant en place des volcans océaniques ou continentaux.

Les volcans marins peuvent atteindre, voire dépasser la surface océanique, formant ainsi les îles. C'est l'exemple des îles Hawaï, de Maurice ou de la Réunion.

Quant aux volcans continentaux, on connaît des grands épanchements comme les trapps du Deccan, les trapps du plateau de la Columbia au Nord-ouest des Etats-Unis d'Amérique, le parc de Yellowstone.

De manière générale, l'uplift lié au volcanisme des points chauds est localisé à l'aplomb du point chaud où il produit une topographie en dôme.

III.4.2- Phénomènes de volcano-isostasie et de gonflement/dégonflement

Un volcan est capable de générer au moins deux mécanismes différents de déplacement vertical de l'écorce terrestre: le phénomène de charge dû à l'apport de masse en profondeur qui constitue de fait le volcan lui-même et le gonflement du sol par la remontée lente du magma.

En ce qui concerne l'effet de charge du volcan, il est analogue à celui qui est créé par la charge des glaces continentales. C'est d'ailleurs pourquoi, on parle parfois de volcano-isostasie. L'effet se produit à l'échelle de temps géologique, et son amplitude est faible, typiquement inférieure au millimètre par an. Il se conjugue aux effets d'allégement dû à l'érosion, d'alourdissement dû à la formation de coraux, et de déplacement horizontal apparent du point chaud. Un bilan en termes de déplacement est compliqué à effectuer.

Le gonflement et dégonflement sont liés à l'apport de magma dans la chambre magmatique et à la déflation générale due à une forte activité au sommet du volcan. Sigmundsson *et al.* (1995) et Sturkell *et al.* (2008) ont observé, à partir des données GPS, entre 1993 et 1997, des taux de déplacement vertical (uplift et subsidence) de l'ordre d'environ 1cm/an dans l'île de Sao Miguel aux Açores. A Etna en Italie, les données GPS et InSAR révèlent entre 1993 et 2000, des taux de surrection et de subsidence pouvant atteindre 10 cm/an (Palano *et al.*, 2008) (Fig. 1.16).

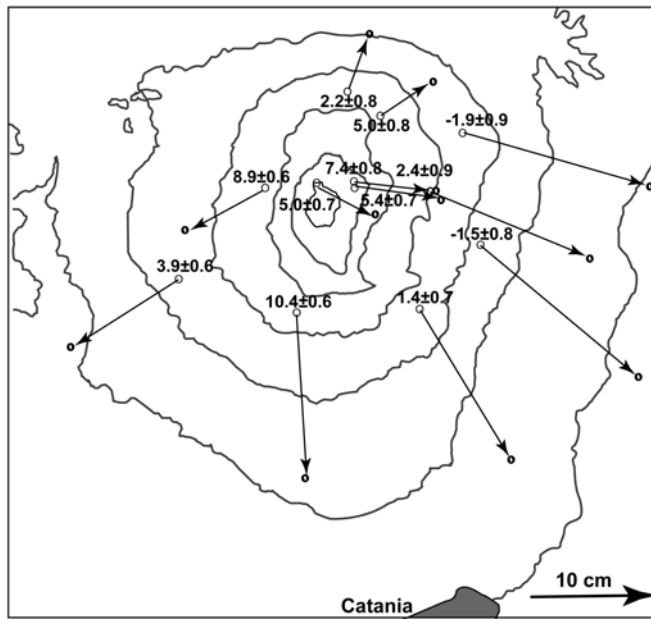


Figure 1.16- Mesures GPS pour la période 1993-2000 des déplacements horizontaux (en flèches) et verticaux (en chiffres) du volcan Etna. L'uplift de l'édifice volcanique atteint 10 cm pour les parties hautes du flanc sud. La base du flanc est en subsidence (Palano, 2008).

III.5- Autres facteurs

Outre les mécanismes physiques décrits ci-dessus, d'autres phénomènes isostatiques se produisent en liaison avec les modifications de charge introduites par l'eau, l'air et les matériaux solides à la surface de la terre. Nous en présentons brièvement quelques mécanismes.

- l'hydroisostasie

La fonte des glaces continentales augmente la masse d'eau dans les bassins océaniques, enfonçant ces derniers et soulevant les continents par transfert de masse en profondeur depuis les océans (Pirazzoli, 1994).

- la surcharge océanique

Elle désigne l'effet périodique de la charge provoquée par la marée océanique au voisinage du littoral. Cet effet est très localisé et l'amplitude du mouvement vertical est de l'ordre de plusieurs centimètres. Des modèles ont été développés en vue de connaître ce déplacement au niveau du millimètre (Baker *et al.*, 1995).

- l'effet de charge atmosphérique

Les variations de la pression barométrique peuvent entraîner des déformations verticales de l'écorce terrestre de l'ordre de quelques centimètres sur quelques jours à quelques mois (Van Dam & Wahr, 1998). L'interaction entre l'atmosphère et la terre se fait à travers la

pression à la surface et plus particulièrement aux grandes longueurs d'onde, à travers l'attraction gravitationnelle des masses atmosphériques. Ces variations entraînent un déplacement vertical de la surface terrestre ainsi que des variations gravimétriques. Les déplacements verticaux peuvent atteindre 15 à 20 mm par an (Van Dam & Wahr, 1998).

- la sédimentation et l'érosion

La force de pesanteur et l'érosion produisent un transfert unilatéral de matière des terres émergées vers les plaines alluviales, les plateaux continentaux et le fond des océans. L'allègement des terres émergées et l'alourdissement des bassins océaniques s'accompagnent d'ajustements isostatiques. Dans les bassins, la subsidence peut varier de 0,5 m/Ma dans les plateformes à 1000 m/Ma dans les zones de subduction (Xie & Heller, 2009).

- la thermostase

La croûte terrestre s'épaissit par refroidissement adiabatique au fur et à mesure qu'elle s'éloigne des dorsales. L'enfoncement subséquent n'excéderait pas quelques dixièmes de millimètres par an (Mckenzie, 1978).

IV- METHODES D'ETUDE DE LA SURRECTION

Parmi les nombreuses méthodes utilisées pour contraindre la surrection des marges passives, deux sont très courantes : les méthodes géochimiques et les méthodes géomorphologiques.

IV.1- Méthodes géochimiques

IV.1.1- Les traces de fission

La méthode des traces de fission dans l'apatite ou le zircon est une technique majeure de géochronologie basse température. Elle permet de quantifier les taux de dénudation ou d'exhumation des reliefs, en particulier celles des marges passives (Brown *et al.*, 1994 ; Gallagher *et al.*, 1998). Cette méthode mesure le taux de refroidissement subi par un échantillon de grain d'apatite ou de zircon (minéraux uranifères), entre 110°C et la surface. Connaissant le gradient géothermique, et si aucun événement d'origine interne (magmatisme par exemple) n'est venu perturber l'histoire de l'échantillon, on peut convertir le taux de refroidissement en taux de dénudation, puisque la mise à l'affleurement d'une roche initialement à une certaine profondeur dans la croûte terrestre, conduit celle-ci à se refroidir.

L'information sur le parcours temps-température est donnée par l'étude de la distribution des longueurs des traces (Fig. 1.17).

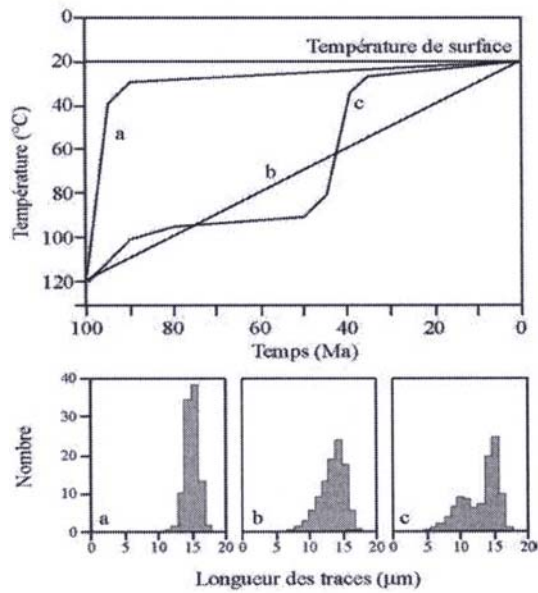


Figure 1.17- Rapports entre profils thermiques de roches, leurs âges et la distribution des longueurs des traces de fission. La roche **a** est caractérisée par un refroidissement rapide et une distribution des longueurs de traces homogène, ce qui lui confère un âge plus ancien. La roche **b** subit un refroidissement progressif ce qui entraîne une distribution plus grande des longueurs de traces et par conséquent un âge plus jeune. La roche **c** quant à elle, a une distribution de longueur marquée par deux évènements de refroidissement, son âge correspond à l'âge moyen de ces deux évènements (Gleadow & Brown, 2000).

L'analyse des âges des traces de fission effectuée sur les marges passives montre qu'il y a eu un ou plusieurs épisodes de refroidissement postérieurs au breakup. Gallagher *et al.* (1995), Gallagher & Brown (1999), Raab (2001), Raab *et al.* (2002) ont montré que les âges obtenus à partir des traces de fission sur apatite sont inférieurs à l'âge stratigraphique des roches et la plupart du temps à celui du breakup. Sur les marges de la Scandinavie, par exemple, les âges les plus jeunes varient entre 90 et 100 Ma et peuvent atteindre 300 Ma pour les plus vieux. Ceci traduit leur ancienneté par rapport au breakup qui s'est déroulé dans cette région vers 55 Ma (Hendriks, 2003). Au Groenland, en revanche, les âges obtenus varient entre 55 et 20 Ma (Hansen, 1992 ; Price *et al.* 1997). Ceci soutend un épisode thermique post-breakup. Dans les marges péri-atlantiques, les échantillons dont les âges de traces de fission sont plus jeunes sont situés près de la côte alors que ceux qui présentent des âges grands sont à l'intérieur des terres et en altitude (Gallagher *et al.*, 1994 ; Gallagher & Brown, 1997 ; Brown *et al.*, 2000 ; Cobbold *et al.*, 2001 ; Raab, 2001 ; Raab *et al.*, 2002 ; Gunnell *et al.*, 2003 ; Hendriks, 2003). Ces résultats témoignent d'une récente dénudation près des côtes par rapport à l'intérieur des continents. Cette dénudation récente est corrélable aux topographies élevées des marges qui, sans doute résultent d'un soulèvement récent des bordures de continents (Fig. 1.18).

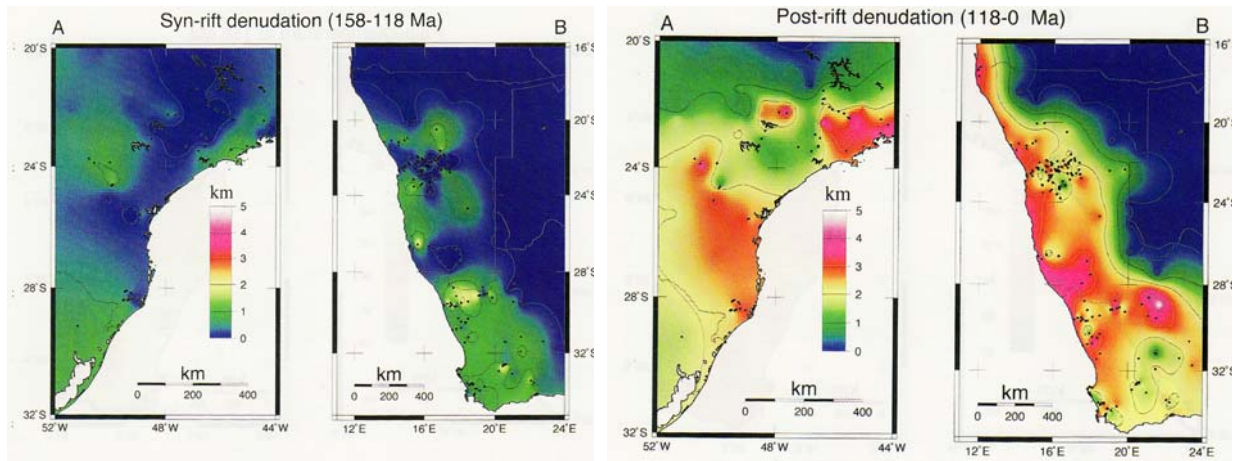


Figure 1.18- Dénudation estimée pour les périodes 158-118 Ma et 118-0 Ma. A : Marges sud-ouest africaines et B : Marges sud-est brésiliennes (Gallagher & Brown, 1999). Plus de 3 km de dénudation sont estimées dans certaines zones de ces marges.

IV.1.2- Les éléments cosmogéniques

Les nucléides cosmogéniques (^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{14}C) sont formés dans l'environnement terrestre lors des réactions nucléaires induites par le bombardement des particules issues du rayonnement cosmique. La mesure des concentrations de ces isotopes dans les échantillons prélevés dans la partie superficielle de la croûte terrestre permet soit de dater l'abandon/l'âge d'exposition des surfaces étudiées, soit d'estimer les taux d'érosion ou d'enfouissement les affectant. Plus généralement, l'étude de l'évolution de la concentration en cosmonucléides en fonction de la profondeur donnée permet de déterminer le processus de sa mise en place (Braucher *et al.*, 2000).

Cette méthode a été utilisée pour calculer les taux de dénudation récents sur la marge sud-ouest africaine. Dans le désert du Namib, par exemple, elle a fourni un taux de dénudation moyen de 5,1 m/Ma. En Antarctique, elle a permis de suggérer à partir des dénudations mesurées, un uplift des montagnes transantarctiques au Pliocène supérieur et au Pléistocène (Van der Wateren & Cloetingh, 1999 ; Van der Wateren *et al.*, 1999).

IV.2- Méthodes géomorphologiques

Les principales méthodes géomorphologiques utilisées pour contraindre la surrection sont: l'incision, la migration des lignes de rivage et la déformation des grandes surfaces d'aplanissement.

IV.2.1- L'incision fluviale

Les réseaux de drainage à cause de leur grande capacité érosive à la surface des continents, sont les éléments du relief les plus sensibles aux mouvements verticaux de la lithosphère (Summerfield, 1991). L'incision des rivières peut en effet correspondre soit à une chute du niveau de base induite par exemple par une chute du niveau marin, soit à une réponse à la surrection. Une méthode mise au point par Bonnet *et al.* (1998), permet, à l'échelle des bassins versants, de quantifier l'incision en mesurant la profondeur des vallées en fonction de leur demi-largeur. Le taux d'incision correspond dans certains cas à celui de la surrection de la même surface. Bull (1990), Merritts *et al.* (1994), Burbank *et al.* (2003) ont montré à partir d'exemples naturels que les vitesses d'incision fluviale peuvent être de même ordre de grandeur que les vitesses d'uplift.

L'incision est très importante dans l'Ouest du continent africain où la plupart des fleuves sont encastrés de 100 à 200 m (Patridge & Maud, 1987 ; Patridge, 1998 ; Patridge & Maud, 2000b ; Van der Wateren & Dunai, 2001). Dans le bassin de Kuanza en Angola, les canyons ont incisé le socle à l'Oligocène et leur remplissage a été fait au Miocène inférieur (Burke, 1996). En Namibie, le paroxysme de cette incision est atteint dans le Fish River canyon qui fait 550 m de profondeur.

Les terrasses sont une conséquence de cette incision. Il est possible, connaissant les variations du niveau de la mer, de déterminer le taux d'exhumation d'une région en étudiant les terrasses marines ou alluviales (élévation et âge) (Fig. 1.19). Mais, des réponses complexes existent.

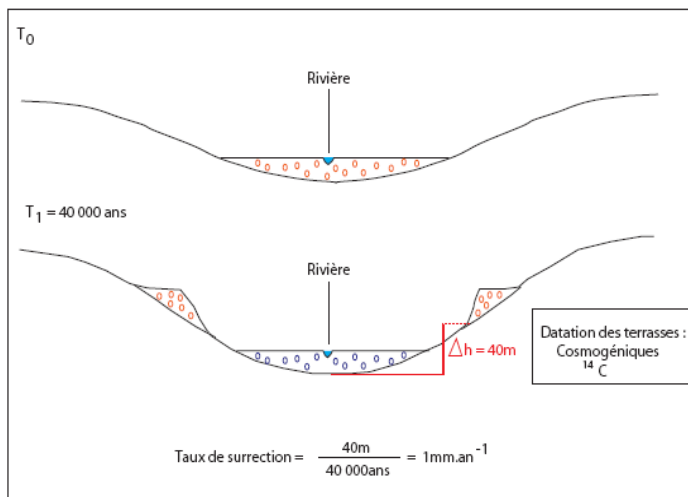


Figure 1.19- Schéma montrant le principe de détermination du taux de surrection à partir des terrasses alluviales.

Une étude des terrasses marines quaternaires datées 250 Ka et 330 Ka a été faite le long de la côte de la Patagonie d'Argentine par Rostami *et al.* (2000). Ces terrasses situées

aujourd'hui à 33-35 m d'altitude, ont subi un uplift moyen de 9 cm tous les 1000 ans sachant que le niveau marin de l'époque se trouvait à 16-17 m au dessus du niveau actuel.

Dans la marge est-américaine, Gardner (1989) par la même méthode a déterminé un taux de surrection de 0,01mm/an près de Cape Fear.

IV.2.2- La migration de la ligne de rivage

L'élévation et l'âge d'anciennes lignes de rivages, peuvent apporter des renseignements sur les taux exhumation.

En comparant l'altitude actuelle des sédiments marins côtiers surélevés (dont l'âge est établi à l'aide des fossiles d'Invertébrés et de Mammifères présents) et les variations eustatiques à travers une charte, on peut déduire qu'il y a uplift si l'altitude actuelle des anciennes surfaces de plages est plus élevée que le niveau de la mer au moment du dépôt de ces sédiments. La surrection dans ce cas correspond tout simplement à une différence d'altitude (Fig. 1.20).

Lorsque l'âge des dépôts de plage n'est pas connu, un soulèvement minimum Δz peut être déduit si la plage se situe à une altitude plus élevée que celle du niveau marin le plus haut.

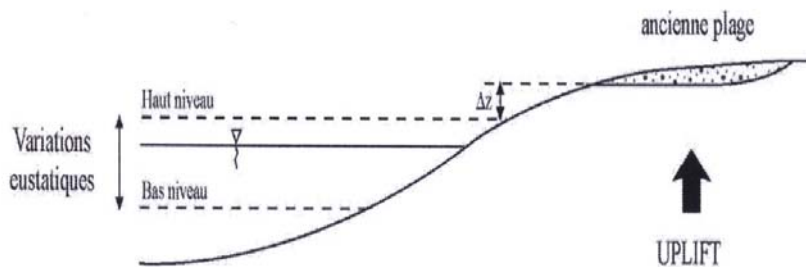


Figure 1.20- Estimation de la surrection d'anciennes plages, à partir de leur altitude actuelle, comparée aux variations eustatiques.

IV.2.3- Les escarpements

De nombreux auteurs pensent que la présence d'un escarpement majeur sur les marges surélevées est une preuve de surrection par flexuration provoquée par l'érosion des épaulements de rift. Gilchrist & Summerfield (1990), Tucker & Slingerland (1994), Gallagher *et al.* (1995) pensent que ce mécanisme serait applicable sur les marges passives situées préférentiellement dans les zones arides de topographie accentuée comme les marges brésiliennes et sud-ouest africaines, susceptibles de préserver l'escarpement grâce à une érosion. Mais, le contraire est observé dans la marge indienne qui présente un escarpement majeur, pourtant située dans l'une des zones les plus humides de la Terre. L'utilisation des escarpements comme preuve de surrection reste encore très débattue.

Gilchrist & Summerfield (1990) et Gilchrist *et al.* (1994), ont utilisé des modèles numériques pour prédire la dénudation totale et la surrection conséquente par retrait progressif de l'escarpement marginal (Fig. 1.21). Mais, ce modèle de retrait d'escarpement a suscité une vague de controverses au sein des géologues. En prenant seulement l'exemple des marges sud-ouest africaines, ce modèle est incompatible avec les données de dénudation déduites des traces de fission (Cockburn *et al.*, 2000 ; Van der Beek *et al.*, 2002).

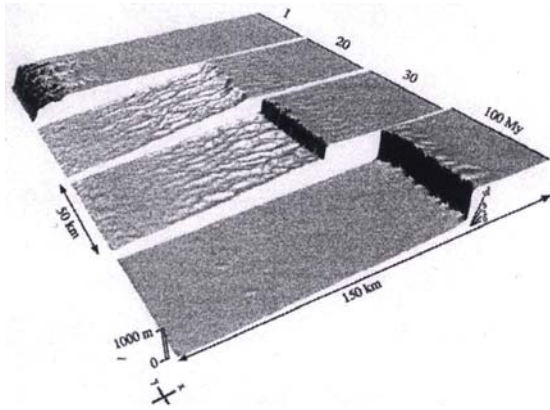


Figure 1.21- Exemple de dénudation d'une marge passive et de la surrection induite, par retrait progressif de l'escarpement marginal, obtenu à l'aide d'un modèle numérique d'érosion (Gilchrist *et al.*, 1994).

IV.2.4- Les surfaces d'aplanissement et leur déformation

La formation des surfaces d'aplanissement et leur basculement sont généralement dus à une chute du niveau de base liée à un mouvement vertical. La déformation de la surface d'érosion néogène « post-african I » est l'un des plus grands arguments utilisés pour montrer que le grand escarpement qui borde les marges sud-ouest africaines (de l'Afrique du Sud en Angola) s'est soulevé de 900 m depuis le début du Miocène.

CONCLUSION

Nous venons de voir que les marges passives se forment par rifting. Ce phénomène est à l'origine des épaulements de rift qui constituent le premier indice de surrection des marges nouvellement formées. De nombreux autres processus interviennent soit pour maintenir, soit pour amplifier cette surrection : érosion des épaulements de rift, ridge-push, tectonique régionale etc. Mais la cause profonde semble être liée à la dynamique du manteau, et c'est ce que nous verrons dans les prochains chapitres.

CHAPITRE 2

SYNTHESE DE L'HISTOIRE MESO- CENOZOIQUE DES MARGES PASSIVES OUEST-AFRICAINES

CHAPITRE 2

SYNTHESE DE L'HISTOIRE MESO-CENOZOIQUE DES MARGES PASSIVES OUEST-AFRICAINES

Le continent africain est tout particulier : non seulement il est bordé de marges passives (Fig. 2.1), mais aussi présente une topographie bimodale marquée par des reliefs de grande longueur d'onde et de faible amplitude, en plateaux au Sud et en cuvettes vers la Nord (Fig. 2.2). Ces reliefs résultent de plusieurs processus : (1) rifting ayant conduit à la rupture du Gondwana et à l'ouverture des océans atlantique et indien, (2) effets des déformations de grande longueur d'onde souvent associées à des panaches mantelliques tel le panache sud-africain et (3) érosion. La dynamique mantellique par exemple, crée des mouvements qui conduisent à des contraintes verticales responsables de la surrection du continent. Les marges ouest-africaines (Figs. 2.1 & 2.2) présentent des reliefs élevés témoignant de cette surrection. Mais la chronologie et l'ampleur de cette surrection varient largement. En plus des épaulements de rifts créés lors de la rupture du Gondwana, le phénomène de rifting a également favorisé la mise en place de nombreux bassins sédimentaires à travers lesquels, on peut relire l'histoire des marges ouest-africaines.

L'objectif de ce chapitre est de faire un état des connaissances sur l'évolution des marges passives ouest-africaines depuis le Mésozoïque. Le chapitre s'organise en trois parties :

- *la première partie décrit le processus de formation des marges de l'Atlantique sud,*
- *la deuxième partie prend en compte les modalités de la surrection de ces marges en insistant sur la chronologie et la variation spatiale,*
- *la troisième partie est une synthèse des bassins sédimentaires associés à ces marges, précisément ceux du Golfe de Guinée.*

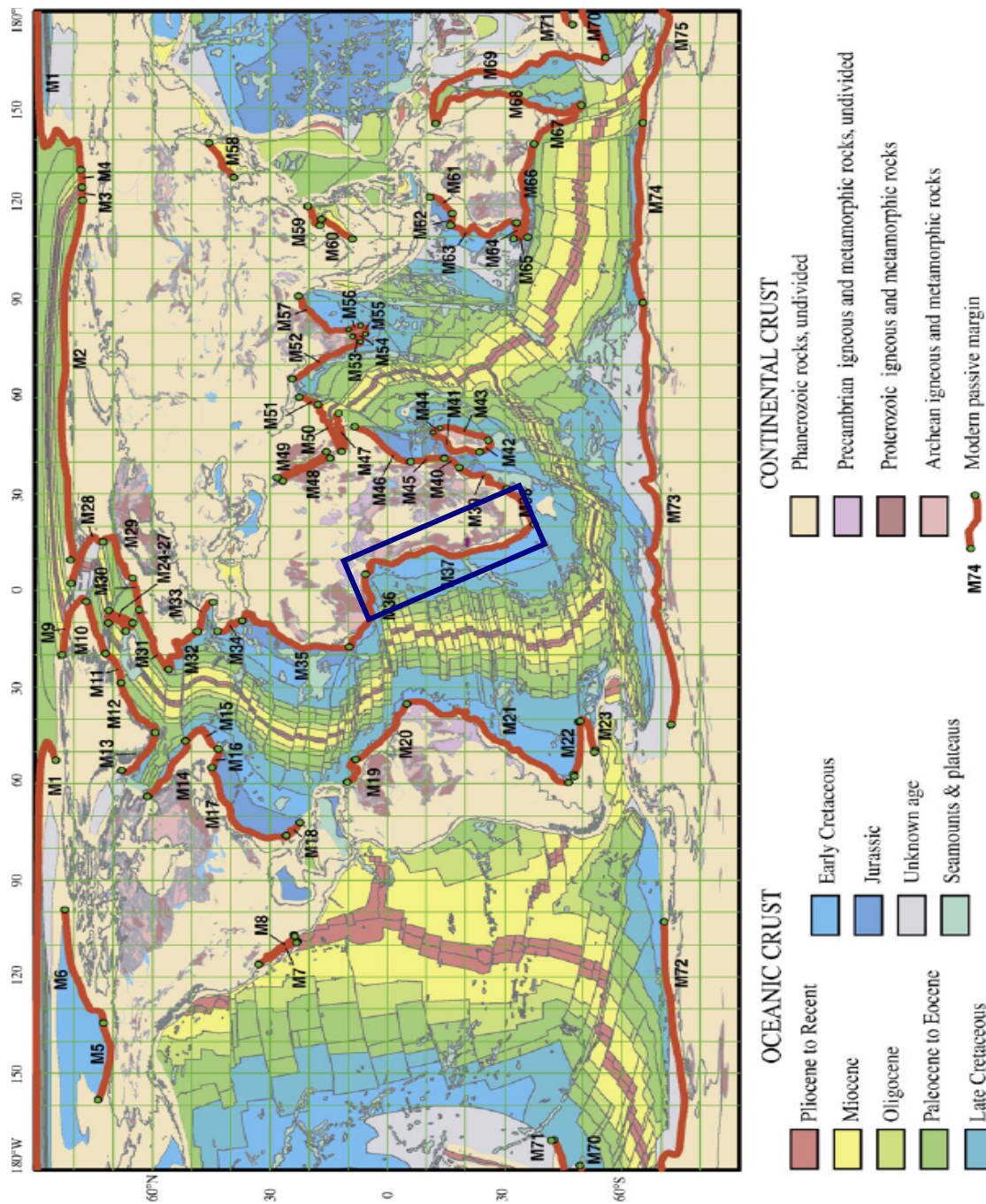


Figure 2.1- Carte du monde localisant les marges passives modernes (d'après la commission de la Géologie du Monde, 2000). Les cercles verts divisent les marges en secteurs selon leur âge. Le rectangle bleu localise les marges de l'Atlantique sud dont la synthèse est faite dans ce chapitre.

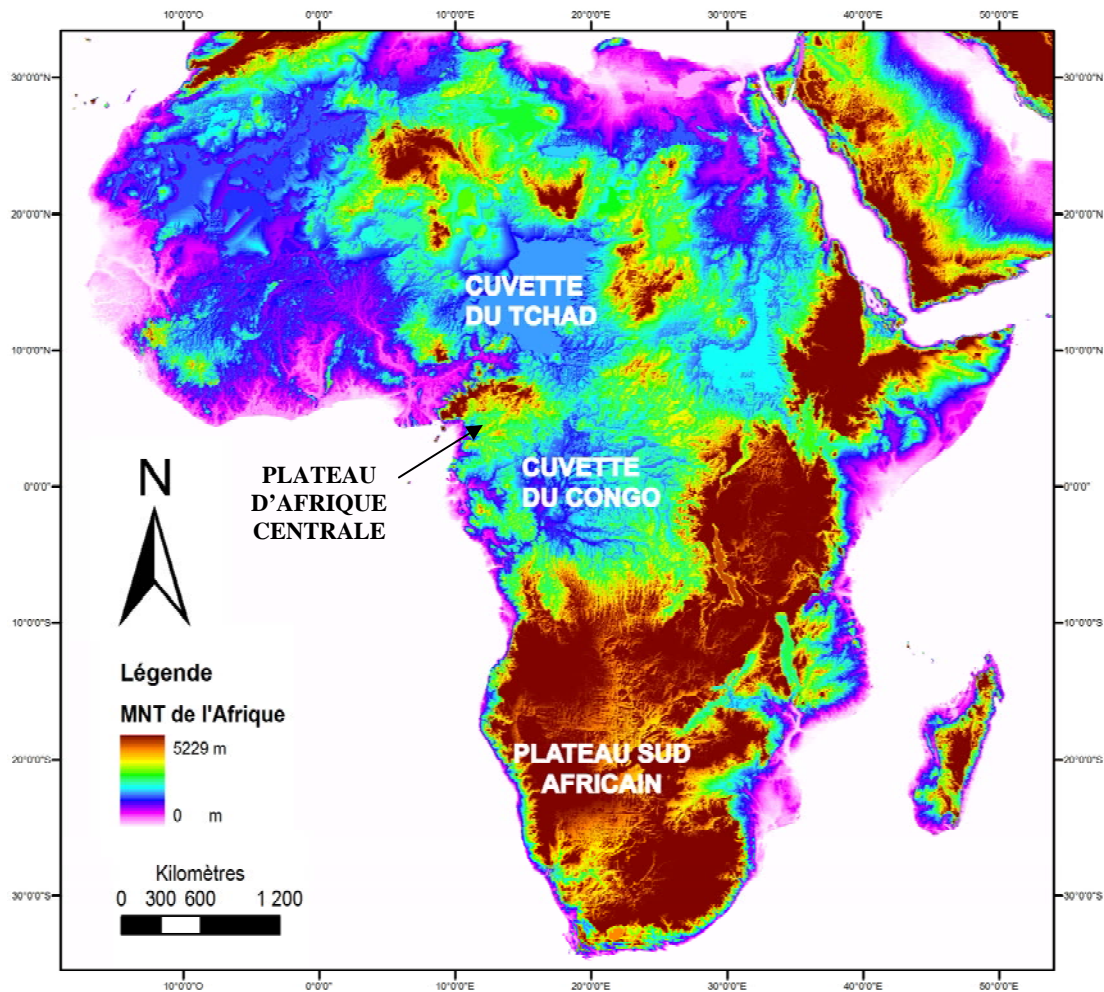


Figure 2.2- Modèle numérique de l'Afrique montrant la bimodalité du relief africain. Les fortes topographies sont concentrées en Afrique du Sud et constituent le plateau sud-africain. Le plateau d'Afrique centrale est situé à l'Ouest de la cuvette du Congo.

I- FORMATION DES MARGES PASSIVES OUEST-AFRICAINES

L'océan atlantique s'est formé progressivement à partir du morcellement du supercontinent, la Pangée, au Jurassique, puis du Gondwana pendant le Crétacé inférieur. Scotese *et al.* (1988) ont montré que cette ouverture s'est réalisée en trois étapes successives marquées: (1) au Jurassique moyen (145 Ma), par l'ouverture de l'Atlantique central; (2) au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur (144-125 Ma), par l'ouverture de l'Atlantique sud et (3) au Crétacé inférieur (120-110 Ma), par celle de l'Atlantique équatorial. Dans ce chapitre, nous nous focaliserons sur l'ouverture de l'Atlantique sud.

En effet, pendant le Jurassique et le Néocomien, les plaques sud-américaine et africaine étaient encore soudées. La naissance de ces plaques va résulter d'un rifting continental crétacé inférieur, qui va se propager du Sud vers le Nord (Nürnberg & Müller, 1991 ; Standlee *et al.*, 1992). A terme, cela a entraîné sur la marge, le développement des trois premiers bassins : le bassin de Kwanza en Angola, le bassin du Bas-Congo et le bassin

du Gabon. L'étude des anomalies magnétiques du plancher océanique et des grandes directions de fractures océaniques a permis de contraindre la cinématique de l'ouverture de l'Atlantique sud. Quatre modèles ont été proposés :

- 1^{er} modèle : ouverture synchrone avec des plaques rigides

Bullard *et al.* (1965) et Le Pichon (1968) considèrent que les plaques sont rigides, c'est-à-dire qu'elles se déforment peu et se basent sur les directions des fractures océaniques pour montrer que l'Atlantique nord et l'Atlantique sud se sont ouverts de façon simultanée (Fig. 2.3A). Mais ce modèle fut rejeté à cause de nombreux problèmes de recouvrements et de lacunes entre les deux plaques.

- 2^{ème} modèle : ouverture diachrone avec des plaques rigides

L'analyse détaillée des anomalies magnétiques entre l'Afrique et l'Amérique du Sud a permis à Rabinowitz & La Brecque (1979) de réaliser que l'âge des anomalies magnétiques est de plus en plus récent du Sud vers l'Équateur, et que les anomalies magnétiques antérieures à la séparation complète des plaques africaine et sud-américaine sont sécantes aux marges (Fig. 2.3B). Cette hypothèse leur a permis d'envisager un modèle d'ouverture diachrone des domaines septentrionaux et méridionaux de l'Atlantique sud.

Mais, comme le précédent, ce modèle ne permet pas de reconstituer de façon optimale, les phases initiales de l'ouverture.

- 3^{ème} modèle : les modèles de propagation de rift

Pour palier au problème de recouvrement des modèles précédents, Vink (1982), propose un modèle d'ouverture de l'océan atlantique sud qui intègre une propagation du rifting du Sud vers le Nord (Fig. 2.3C & 2.3Da). Il assimile ainsi les recouvrements à l'étirement différentiel dû à la propagation du rifting. Les zones recouvertes sont celles qui ont subi le plus fort étirement crustal. Ce modèle prévoit que les marges septentrionales de l'Atlantique sud subissent un étirement continental plus important que celles du Sud, où a débuté la propagation. En conséquence, elles doivent se superposer lors des reconstructions cinématiques. Malheureusement, le modèle montre des recouvrements extrêmement importants dans l'Atlantique équatorial, notamment dans la fosse de la Bénoué, incompatibles avec les contraintes géologiques, qui le disqualifient entièrement.

Martin (1984) propose plutôt que la propagation du rifting soit une conséquence naturelle des mouvements relatifs des plaques à partir d'un pôle de rotation proche avec des fenêtres de propagation à petites échelles (Fig. 2.3Db). Mais, ce type de mouvement crée forcément des anomalies magnétiques obliques à la côte, avec un angle dont la pointe est

dirigée dans le même sens sur les deux plaques. Or, l'étude des anomalies magnétiques dans le Sud de l'Atlantique sud (Rabinowitz & LaBrecque, 1979), montre une série d'anomalies mésozoïques parallèles à la côte, et non obliques.

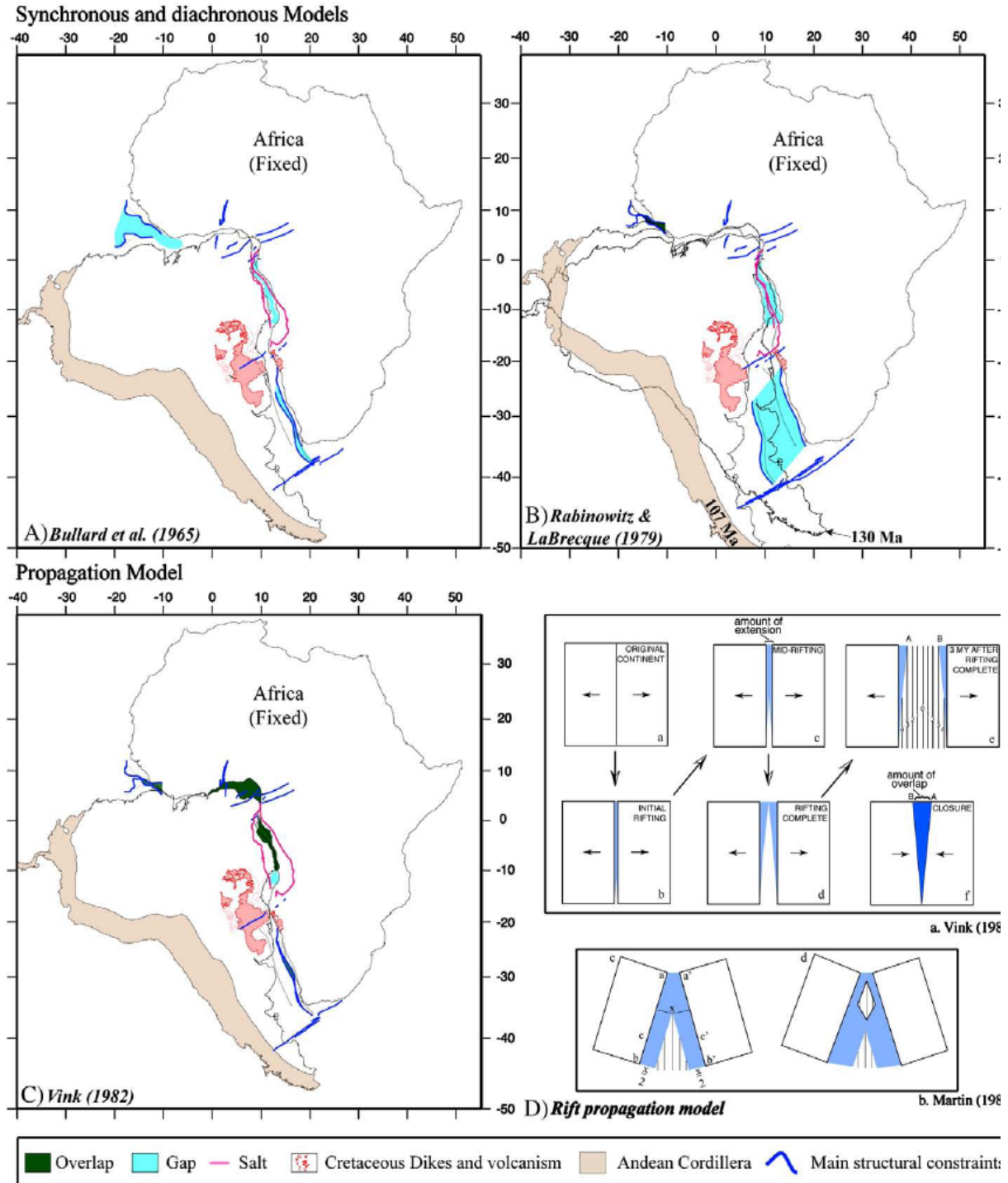


Figure 2.3- Les trois premiers modèles « rigides ». Le bloc ouest-africain est considéré comme une plaque fixe. A. Modèle d'ouverture synchrone des plaques américaine et africaine (d'après Bullard *et al.*, 1965) ; B. Modèle d'ouverture diachrone de l'Atlantique sud (d'après Rabinowitz & La Brecque, 1979) ; C. Modèle de propagation de Vink (1982); D. Modèles de propagation de rift [a. Modèle de Vink (1982), la propagation est engendrée par un mouvement d'étirement ; b. Modèle de Martin (1984), la propagation est engendrée par un mouvement de rotation].

- 4^{ème} modèle : ouverture diachrone avec déformation intraplaque

Dans le but de minimiser les recouvrements et les lacunes des premiers stades de restauration, une déformation intraplaque est envisagée et se distribue par un système de discontinuités, au sein des bassins de Parana, Salado et Colorado, sur la plaque sud américaine (Curie, 1984 ; Unternehr *et al.*, 1988), et dans le fossé de la Bénoué, dans la plaque africaine (Burke & Dewey, 1974 ; Benkhelil *et al.*, 1988 ; Maurin & Guiraud, 1993). Ceci a permis à Nürnberg & Müller (1991) d'élaborer un modèle cinématique d'ouverture de l'Atlantique sud dans lequel la déformation intraplaque est prise en compte, les plaques n'étant plus considérées comme rigides (Fig. 2.4). L'ouverture se propage du Sud vers le Nord, à partir de l'isochrone 34 (Santonien).

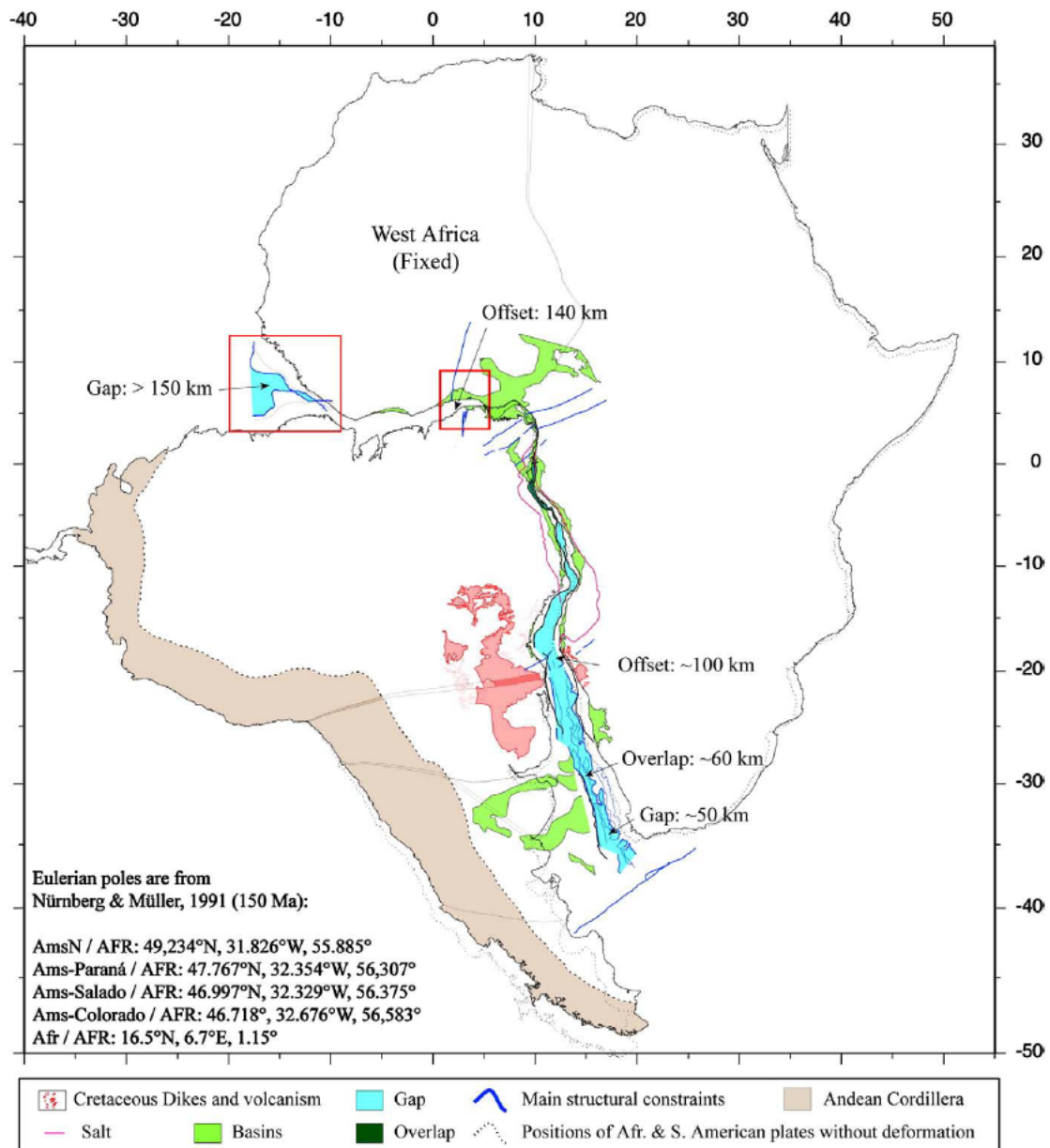


Figure 2.4- Modèle cinématique d'ouverture diachrone de l'Atlantique sud à 150 Ma, pour lequel les plaques ne sont pas considérées comme rigides (d'après Nürnberg & Müller, 1991).

On note en général que l'ouverture de l'Atlantique sud ne s'est déroulée ni de façon linéaire, ni de façon synchrone, car les âges de début et de fin de rifting diffèrent d'un endroit à l'autre de la marge (Fig. 2.5). La plupart des rifts ont un âge supérieur ou égal à 80 Ma, par conséquent, les épaules de rift devraient être presque ou totalement érodées si on s'en tient aux estimations faites par Ziegler & Cloetingh (2004). Ce qui n'est pas le cas, car, dans les marges namibienne et sud-africaine, ces reliefs sont marqués par un grand escarpement marginal qui ne cesse de reculer vers le continent. Ceci suppose donc que les marges ouest-africaines continuent de se soulever après leur mise en place.

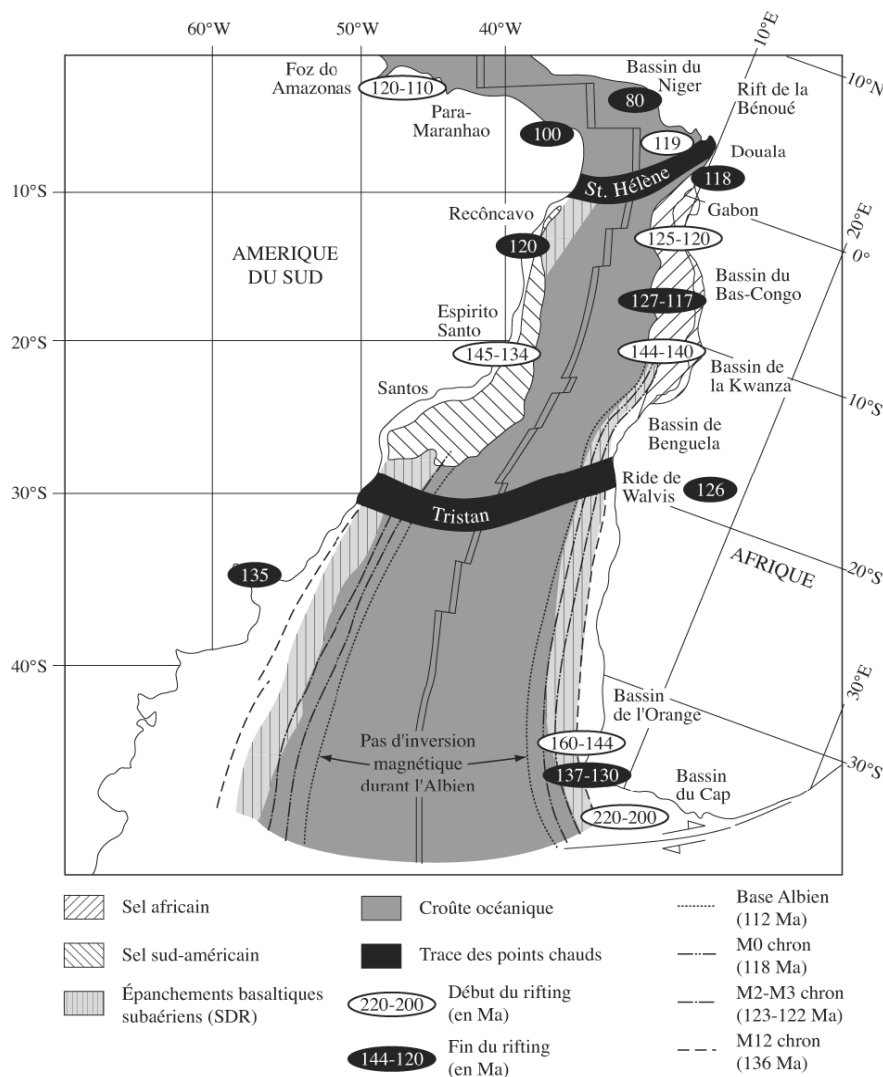


Figure 2.5- Compilation des datations du début et de fin de la phase de rifting sur une carte comportant les plaques sud américaine et africaine à la fin de l'Albien (100 Ma), ainsi que les bassins salifères (modifiés d'après Jackson *et al.*, 2000). La position des plaques et des anomalies magnétiques est basée sur les travaux de Nürnberg & Müller (1991).

II - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA SURRECTION RECENTE DES MARGES SUD-OUEST AFRICAINES

Le continent africain est caractérisé par une topographie bimodale (Doucouré & de Wit, 2003). Cette bimodalité est liée à la présence d'une anomalie topographique qui place le Sud du continent à plus de 1000 m d'altitude alors que le Nord du continent est globalement

plus bas. En Afrique centrale et méridionale, deux vastes niveaux de plateaux sont observés (Fig. 2.2) : un niveau plus élevé et plus important (d'altitude moyenne supérieure 1000 m) qui va de l'Afrique du Sud au Sud de l'Angola (plateau sud-africain) et un niveau inférieur, d'altitude moyenne supérieure ou égale à 600 m qui s'étend du Nord de l'Angola au Sud du Nigeria (plateau d'Afrique centrale).

Dans cette deuxième partie du chapitre, deux grandes questions seront abordées:

- 1) La genèse du plateau sud africain : âge, origine et cinématique de l'anomalie responsable de cette topographie élevée ;
- 2) La surrection des plateaux sus-cités et des marges qu'ils jouxtent: estimation de la chronologie, de l'extension et de l'ampleur des surrections.

II.1- Plateau sud africain

L'origine d'une anomalie topographique amenant le Sud du continent africain à au moins 1000 m au-dessus de la mer, crée beaucoup de controverses au sein des scientifiques. Dans la discussion qui va suivre, les exemples et références utilisés ne sont pas exhaustifs, mais cherchent surtout à refléter la diversité des types de problèmes rencontrés.

II.1.1- Quel est l'âge du plateau sud africain ?

Il n'existe pas de consensus quant à l'âge du plateau sud africain ou plus précisément de l'anomalie responsable de sa position aux hautes altitudes. Les âges proposés pour l'apparition du plateau varient, selon les mécanismes invoqués ou les méthodes de datation utilisées. Depuis l'existence d'un plateau antérieur à l'éclatement du Gondwana jusqu'à une surrection récente au Plio-Pleistocène, quatre gammes d'âges ont été proposées :

1- Un âge antérieur à l'éclatement du Gondwana (Gilchrist *et al.*, 1994 ; Van der Beek *et al.*, 2002 ; Pysklewec et Mitrovica, 1999 ; Doucouré et De Wit, 2003). Les arguments utilisés sont des orogénèses successives qui ont affecté le Sud du continent africain. Les meilleurs exemples sont les orogénèses de Limpopo à l'Archéen supérieur, de Kheis au Paléoproterozoïque, du Namaqua Natal au Mésoproterozoïque et panafricaine (Damara-Gariép-Saldamen). Elles seraient donc responsables des forts reliefs d'Afrique australe.

Toutefois, les grandes surrections et exhumations régionales dues à ces orogénèses n'ont été étalées ni dans le temps ni dans l'espace (Tankard *et al.*, 1982 ; Bell *et al.*, 2003) pour rendre compte de la réalité et de l'ampleur du plateau. De plus, on connaît une pénéplaine d'âge archéen (> 1000 km) recouverte encore par endroits de sédiments marins archéens du supergroupe de Transvaal qui est restée proche du niveau de la mer pendant près de 3 milliards d'années (Schmitz and Bowring, 2003; Schoene and Bowring, 2006) avant sa

surrection au Crétacé. Il y a donc lieu de se demander si ces orogénèses ont vraiment eu un effet sur l'origine du plateau ?

2- Un âge mésozoïque, précisément Crétacé supérieur (80 Ma) (Nyblade & Sleep, 2003). Cet âge est révélé par l'analyse des traces de fission, de la sismique réflexion et des flux sédimentaires. Il correspond au deuxième épisode d'intrusions kimberlitiques (Jelsma *et al.*, 2004 ; Tinker, 2005).

3- Des âges cénozoïques : Oligocène (30 Ma) (Burke, 1996), Plio-Pleistocène (depuis 3 Ma) (Partridge et Maud, 1987), ou progressive sur le Cénozoïque (Gurnis *et al.*, 2000). Les arguments utilisés sont essentiellement géomorphologiques et reposent sur une chronologie de paléosurfaces (très débattue) ou sur des incisions.

En clair, les différents modèles et méthodes utilisés pour dater le plateau sud-africain n'ont été que peu confrontés à des données géologiques « dures ». Ceux qui reposent sur une chronologie de paléosurfaces sont très débattus. Les seules contraintes réellement utilisables actuellement sont issues des études en thermochronologie réalisée dans ce secteur dans le but de préciser l'histoire de sa dénudation et par là, la cinématique de sa surrection (Gallagher *et al.*, 1999 ; Brown *et al.*, 2000 ; Kohn *et al.*, 2005 ; Raab *et al.*, 2005).

II.1.2- Quelle est l'origine et la dynamique de l'anomalie topographique responsable de la surrection du sud du continent africain ?

La longueur d'onde de l'« African Superswell » (x 1000 km) décrit par Nyblade & Robinson (1994) a amené les auteurs à proposer une origine profonde, vraisemblablement mantellique, hypothèse qui semble confortée par la présence d'une anomalie de vitesse dans le manteau inférieur sous la position actuelle du Sud de l'Afrique (Ritsema *et al.*, 1998 ; Ni *et al.*, 1999, 2002 ; Nyblade *et al.*, 2000). Différents processus ont donc été proposés: l'effet thermique d'un panache mantellique (Nyblade et Sleep, 2003) ou un effet de topographie dynamique liée à la réponse de la surface terrestre aux contraintes verticales induites par la convection dans le manteau (Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998 ; Gurnis *et al.*, 2000 ; Conrad et Gurnis, 2003 ; Behn *et al.*, 2004).

D'autres mécanismes sont également proposés : topographie héritée du Gondwana (Doucouré et De Wit, 2003), rebond dynamique suivant le détachement d'un slab (Pysklewec et Mitrovica, 1999), sous placage magmatique (Cox, 1989) ou retrait d'un escarpement hérité du rifting au travers d'un plateau préexistant (Gilchrist *et al.*, 1994 et Van der Beek *et al.*, 2002).

La distinction entre ces différents modèles repose sur les longueurs d'ondes et les amplitudes, la chronologie et les vitesses caractéristiques de ces processus (Nyblade et Sleep, 2003).

II.2- Surrection des marges ouest-africaines – Volcanisme associé

II.2.1- Le plateau sud africain et ses marges

Le plateau sud-africain est bordé de marges passives qui préservent les sédiments terrigènes issus de son érosion. Une analyse bibliographique des données thermochronologiques (traces de fission sur apatite), sismiques et géomorphologiques (incisions/terrasses), ainsi que des flux sédimentaires à travers ces marges, nous permettra d'identifier les phases de surrection ayant affecté le plateau sud-africain depuis le Crétacé. Les marges concernées sont : la marge sud-africaine, la marge namibienne et « les montagnes » d'Angola.

II.2.1.1- Dans la marge sud-africaine

* Les travaux de Brown *et al.* (2000, 2002) portant sur l'analyse des âges et des longueurs des traces de fission sur la marge sud-africaine ont révélé deux épisodes importants de refroidissement au cours Crétacé : le premier à 140-120 Ma et le deuxième à 100-80 Ma. Le taux de dénudation calculé pendant la période du Crétacé inférieur (140-120 Ma) est d'environ 95 m/Ma. Cette dénudation a atteint 4,5 km au niveau de l'escarpement de Drakensberg. Au Tertiaire, ce taux est tombé à 10 m/Ma (Brown *et al.*, 2002), ce qui montre que la surrection a été plus importante au Crétacé inférieur.

* Dans la région du Cape, Tinker *et al.* (2008) établissent à partir des données de traces de fission sur apatite (TFA) et des données de puits et de sismique réflexion, des corrélations entre les taux et les périodes de dénudation à terre, et les volumes et périodes d'accumulation des sédiments en mer. Les résultats des TFA ont montré que la région a connu une augmentation de la dénudation au Crétacé inférieur (130-120 Ma) et au Crétacé supérieur (100-80 Ma). La mesure du taux d'accumulation des sédiments offshore (faite dans le bassin d'Outeniqua), révèle une forte accumulation des sédiments au Crétacé inférieur, soit 8150 km³/Ma entre 136 et 130 Ma et 5750 km³/Ma entre 130 et 120 Ma. Le Crétacé supérieur (93-67 Ma) enregistre un important volume de sédiments accumulés (83700 km³). Par contre, le plus petit volume est observé au Cénozoïque (31 100 km³). Ces résultats montrent une assez nette correspondance entre les périodes de dénudation onshore et les périodes d'accumulation offshore (Fig. 2.6).

En se basant sur les volumes des sédiments offshore, une épaisseur moyenne de 860 m calculée a été érodée sur une superficie de 140 000 Km² depuis environ 140 Ma et 270 m seulement au Crétacé supérieur (93 à 67 Ma). La modélisation des traces de fission des forages onshore suggère une érosion de 2,5 à 3,5 km au Crétacé supérieur (Tinker *et al.*, 2008), ce qui est très grand par rapport au volume de sédiments offshore.

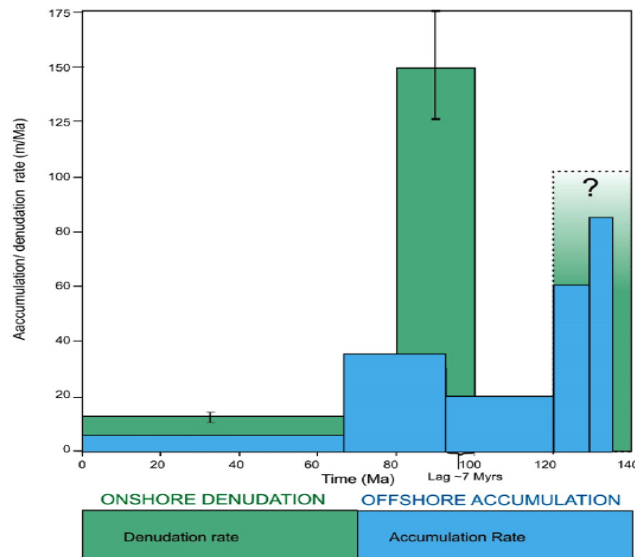


Figure 2.6- Comparaison entre les taux de dénudation onshore (vert, d'après Tinker *et al.*, 2007) et les taux d'accumulation offshore (bleu, d'après Tinker *et al.*, 2008) dans la région du Cap.

Ces données permettent de relever deux phases d'uplift au Crétacé entre 140 et 120 Ma et entre 100 et 80 Ma. Ces deux phases de surrection coïncident avec les courts épisodes d'intrusion des kimberlites en Afrique du Sud (Jelsma *et al.*, 2004 ; Tinker, 2005 ; Tinker *et al.*, 2008) (Fig. 2.7).

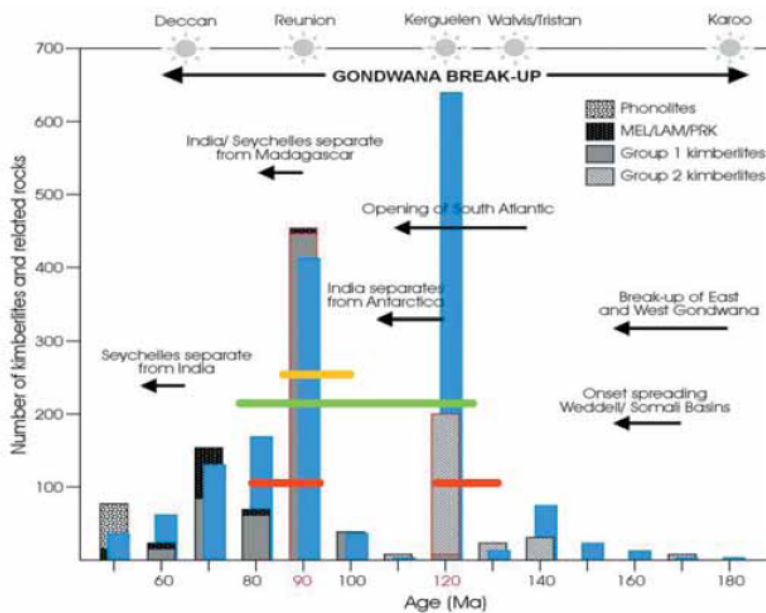


Figure 2.7- Fréquence de distribution des âges de kimberlites en Afrique du Sud (gris) et au centre-sud de l'Afrique. Remarquer les corrélations entre les courts épisodes d'intrusions kimberlitiques et les deux phases majeures de surrection/exhumation (bandes rouges) de l'épirogenèse du Kalahari (Tinker *et al.*, 2008).

* La surrection cénozoïque en Afrique du Sud est mise en évidence par les incisions. Elle est définie en deux phases : une première phase au Néogène inférieur (début du Miocène) et une deuxième phase au Pliocène (Partridge & Maud, 1987 ; Partridge & Maud, 2000b). Le premier uplift est révélé à l'Ouest du continent par les terrasses fluviatiles de l'Orange River et de la Koa Valley, qui indiquent une incision de 100 à 200 m. Mais, ce soulèvement fut asymétrique car à l'Est, il atteint 250 à 300 m (Fig. 2.8). Le deuxième uplift fut plus important

en termes d'amplitude : 100 à 200 m à l'Ouest, mais 600 à 900 m à l'Est (Fig. 2.8). Des chutes eustatiques corrélées à ce deuxième épisode de soulèvement ne sont pas assez importantes pour rendre compte du taux d'incision observé.



Figure 2.8- Mouvements verticaux miocène et pliocène en Afrique du Sud déduits des profils de rivières, des dépôts de plages soulevées, de la sédimentation offshore et de la géomorphologie (Pickford & Senut, 1999).

* Dans la côte du Namaqualand au Sud de l'embouchure du fleuve Orange, Pickford & Senut (1999) et Pether *et al.* (2000) décrivent un certain nombre de terrasses marines élevées et fossilifères sous le nom de « sediment-package » qu'ils considèrent comme un indice de surrection. Ces terrasses, d'âge néogène, appartiennent au groupe Warmwater. La plus haute est située à 90 m d'altitude et la plus basse à 10 m. Toutefois, la chute de 80 m du niveau de la mer au Burdigalien, remet en cause l'idée d'une surrection à l'origine de l'incision de ces terrasses.

* Certains auteurs pensent que le grand escarpement doit son relief actuel à la surrection néogène (Partridge and Maud, 1987 ; Burke, 1996 ; Gurnis *et al.*, 2000). La déformation de la surface d'érosion néogène « post-african I » est l'un des plus grands arguments utilisés pour montrer que le grand escarpement s'est soulevé de 900 m depuis le début du Miocène. Au Néogène, le fleuve Orange a incisé profondément le grand escarpement entraînant une sédimentation d'origine détritique et sableuse dans les bassins marginaux (Pether *et al.*, 2000).

* D'autres indices de surrection tertiaire sont encore discutés : les vastes surfaces d'érosion le long de la marge ouest-africaine (Lehner and de Ruiter, 1977), les troncatures d'érosion sismiquement imagées dans plusieurs bassins de la marge atlantique comme en Namibie (Duval *et al.*, 1992, 1993; Lunde *et al.*, 1992; Spathopoulos, 1996; Marton *et al.*, 2000), au Bas Congo (Clifford, 1986; Seranne *et al.*, 1992; McGinnis *et al.*, 1993; Meyers *et*

al., 1996a; Karner *et al.*, 1997; Mauduit *et al.*, 1997; Séranne and Abeigne, 1999; Cramez and Jackson, 2000; Lavier *et al.*, 2000), au Nord du Gabon et à Douala (Brink, 1974; Dailly, 1982; Teisserenc and Villemin, 1989; Meyers *et al.*, 1996b; Steckler *et al.*, 1997). Ces grandes surfaces d'érosion peuvent être interprétées soit comme étant liées à un ou plusieurs épisodes de surrection de la marge, soit comme résultant de l'érosion marine sans rapport avec la surrection.

II.2.1.2- Dans la marge Namibienne

* L'analyse des TFA indique un refroidissement important du Crétacé supérieur au Cénozoïque inférieur (80-60 Ma). Gallagher & Brown (1999), Brown *et al.* (2000) et Raab *et al.* (2002), attribuent ce refroidissement à une dénudation post-breakup de 3 à 5 km (Fig. 1.18). Cette dénudation indique certes un soulèvement, mais qui serait faible par rapport à ce qu'il fut juste après le rifting.

De manière générale, l'uplift varie sur de courtes distances. Cette variation pourrait expliquer les divergences des estimations de l'exhumation. Par exemple, Gallagher & Brown (1999) ont utilisé les TFA pour déduire une érosion de 1000 – 2000 m au Crétacé supérieur ou au Tertiaire. Par contre, Cockburn *et al.* (2000), interprètent les TFA et les cosmonucléides pour indiquer une dénudation inférieure à 680 m du grand escarpement au centre de la Namibie depuis la fin de l'Eocène.

* L'histoire de la région de Sperrgebiet, située dans le désert du Namib, révèle les différents uplifts qu'a connus ce désert depuis le Tertiaire. Elle commence au Sud par une grande transgression marine au Priabonien. Cette transgression qui est synchrone d'un volcanisme phonolitique dans la région, est relayée par une incision anté-miocène inférieure (Pickford & Senut, 1999) qui va favoriser un remplissage fluvial. Entre le Miocène moyen et le Pléistocène, on passe à un remplissage éolien qui met en place la Formation de Tsondab (Pickford & Senut, 1999).

Au Nord, il se produit une transgression puis une incision très importante au Plio-Pléistocène de la rivière Kuiseb bien qu'elle soit un cours d'eau temporaire (qui se perd aux alentours de la baie de Walvis). Le début de cette incision date du Tertiaire (Pether *et al.*, 2000). Les terrasses observées (Fig. 2.9) sont la preuve que cette incision compense sans doute la surrection de la région.

Ainsi, les plages soulevées de Sperrgebiet, d'âge Plio-Pléistocène situées dans une zone diamantifère d'accès interdit présentent une altitude qui diminue du Sud vers le Nord, indiquant un basculement récent. La comparaison de l'altitude de ces plages avec les variations eustatiques a permis d'estimer un soulèvement compris entre 700 et 900 m au Sud-Est de l'Afrique au Pliocène (Partridge & Maud, 1987 ; Partridge & Maud, 2000b).

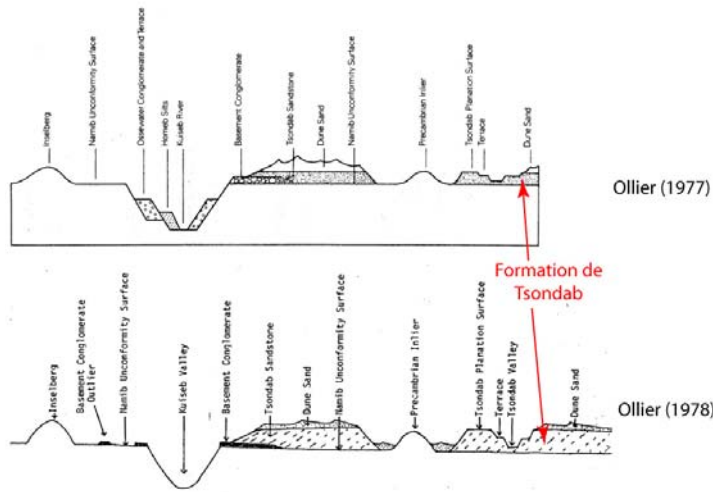


Figure 2.9- Evolution de la région de Sperrgebiet, située dans le désert du Namib en rapport avec la surrection de la région (Ollier, 1977 & 1978).

* L'uplift côtier dans la marge namibienne est montré par le grand escarpement bordant le plateau interne. Même si les avis divergent encore sur son origine, Aizawa *et al.* (2000) ont déduit des modèles stratigraphiques offshore que la plus grande surrection du "grand escarpement" en Namibie, a eu lieu du Maestrichtien à l'Eocène.

II.2.1.3- Dans la terminaison nord-ouest du plateau sud-africain : "les montagnes" d'Angola

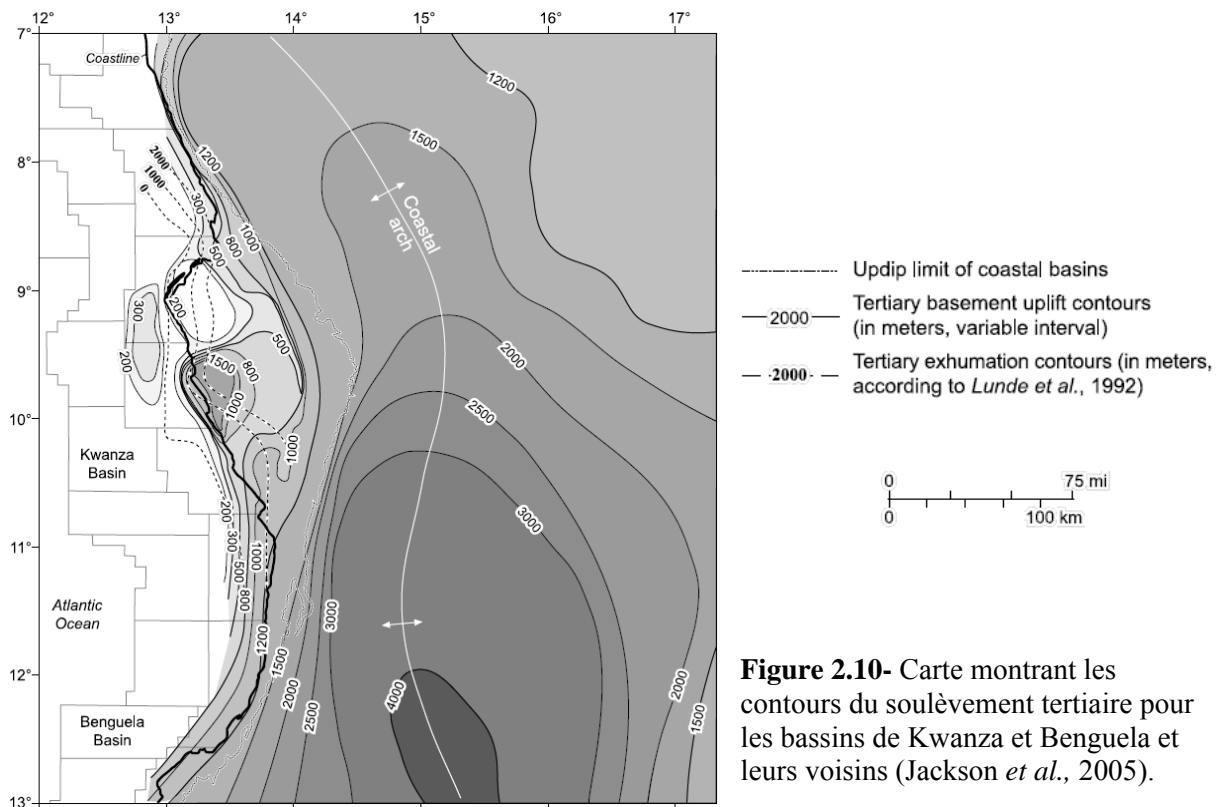
* Les données de TFA montrent trois événements thermiques régionaux synchrones de trois épisodes de refroidissement à 150 Ma, 100-70 Ma et 20-10 Ma (Jackson *et al.*, 2005) pouvant être reliés à la surrection de la marge angolaise. Le premier pic coïncide avec le début du breakup du Gondwana à 144 Ma qui a culminé par l'extrusion des coulées de basaltes de l'Etendeka à 131 Ma. Le second événement thermique a eu lieu au Crétacé supérieur (100-70 Ma) et coïncide avec le volcanisme du Sud du bassin de Kwanza à 91 Ma. Le troisième événement connu au Miocène à 20-10 Ma, peut avoir impliqué l'advection des fluides chauds ou un gradient géothermique régional plus grand que celui actuel.

* Plusieurs épisodes d'uplift de la marge continentale angolaise ont été mis en évidence tout au long du Tertiaire à partir de l'étude de l'exhumation. Mais, ces uplifts varient selon la zone du bassin considéré. Dans l'arrière pays, l'exhumation tertiaire, estimée supérieure à 2-3 km par Sahagian (1988), est à l'origine des reliefs montagneux actuels situés sur la côte sud angolaise (Jackson *et al.*, 2005). Dans le bassin interne, cette exhumation, estimée à 1-2 km par Lunde *et al.* (1992) (Fig. 2.10), est enregistrée par des escarpements marins et des terrasses marines tertiaires soulevées qui bordent la côte (Masson, 1972 ; Castellano *et al.*, 2001 ; Ciampo *et al.*, 2001 ; Duarte Morais and Sgrosso, 2001). Il est difficile d'attribuer ces élévations à un événement autre que l'uplift, car, il est peu plausible de préserver la topographie syn-rift pendant 100 Ma ou plus. Dans le bassin externe, les

indices d'un soulèvement tertiaire différentiel se traduisent par des troncatures d'érosion qui sont une partie du système régional des discontinuités.

Dans le domaine offshore, les mêmes variations existent. Les hiatus du Miocène sur le plateau continental du bassin externe de Kwanza suggèrent une augmentation de l'exhumation vers le Nord, qui s'oppose à l'exhumation du Précambrien de l'arrière pays suggérant différents blocs crustaux. La surrection a continué récemment comme le montrent les escarpements marins de 100 m de haut et les dépôts marins plio-pléistocènes au-dessus du niveau de la mer (Jackson *et al.*, 2005).

L'exhumation tertiaire dans et autour du bassin de Kwanza est très variable. Elle montre que le continent se soulève et bascule vers l'Ouest. Certaines parties se soulèvent significativement alors que d'autres restent sur place. Le Nord de la plaine côtière de Kwanza par exemple, est resté sur ou près du niveau marin depuis la fin de l'Eocène, par conséquent ne saurait être le site de surrection qui se localise en amont dans les montagnes d'Angola. De même, le bord est du bassin interne de Kwanza et son socle précambrien sont exhumés de 1-4 km au Néogène. Mais les effets de cette élévation ne se propagent pas à travers le Nord du bassin, comme reflète la plaine côtière actuelle de l'Ouest du grand escarpement. Enfin, des données stratigraphiques et structurales remettent en cause l'idée qu'un soulèvement massif (1-2 km) du bassin interne de la Kwanza ait affecté le plateau côtier au milieu du Tertiaire tel que proposés par Lunde *et al.*, (1992).



* D'autres études se basant sur la sédimentation (dépôts sédimentaires terrigènes) et la stratigraphie (Cramez & Jackson, 2000 ; Lavier *et al.*, 2001) ont été réalisées dans le bassin angolais. Par modélisation des flux sédimentaires, ces auteurs ont montré que la surrection dans ce bassin débute vers 24 Ma et atteint 230 m au Miocène moyen (16 Ma), puis, diminue légèrement vers 11 Ma, pour doubler d'ampleur au Pliocène (500 m). La corrélation entre la sédimentation en mer et la surrection à terre n'est cependant pas bonne, à l'exception du pic de sédimentation observé au Miocène qui semble correspondre à la surrection de la marge à la même période (Fig. 2.11).

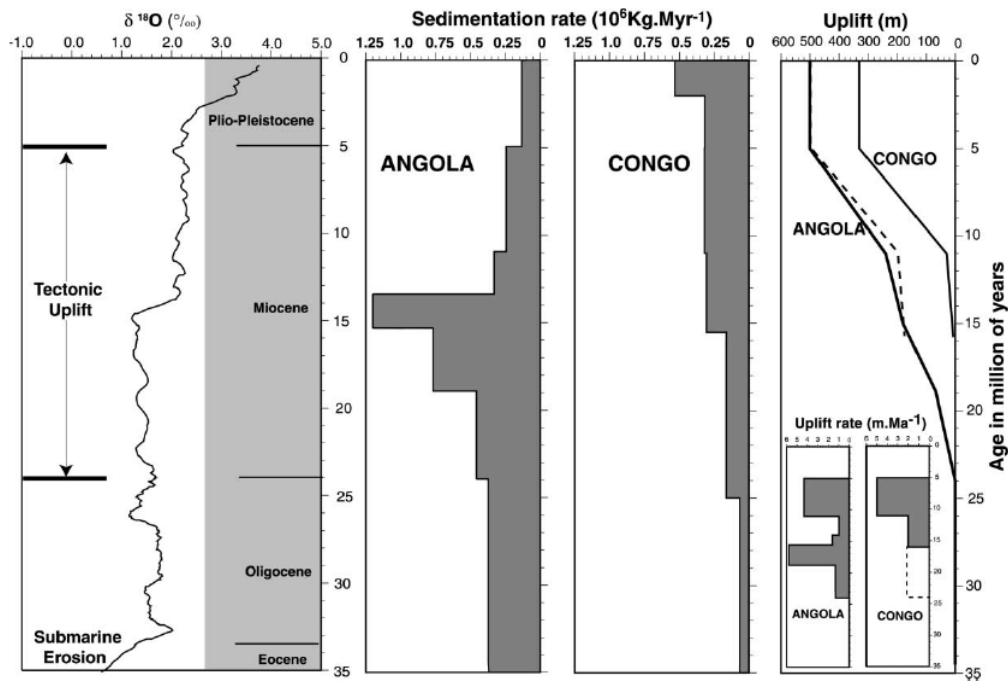


Figure 2.11- Comparaison entre taux de sédimentation, soulèvement tectonique et climat global à travers la variation de $\delta^{18}\text{O}$ sur les marges angolaise et congolaise. La courbe de $\delta^{18}\text{O}$ est fournie par Miller (1998). La courbe en tirets montre un soulèvement tectonique total de 500 m dans les deux marges. Le taux de sédimentation en Angola montre un pic majeur qui se corrèle avec l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ au milieu du Miocène Cramez & Jackson, 2000 ; Lavier *et al.*, 2001.

II.2.2- Plateau « d'Afrique centrale »

Le plateau d'Afrique centrale est moins important en termes d'altitude et d'extension, car il est limité à l'Est par le bassin du Congo, au Nord par le bassin du Tchad et du Niger. L'estimation de la chronologie et de l'extension de la surrection de ce plateau et des marges varie largement.

II.2.2.1- Dans la partie Congolaise

* A travers l'étude de l'éventail sous-marin du bassin de Congo, Anka *et al.* (2009), ont mis en évidence une importante surface d'érosion à la limite du Miocène/Pliocène. (Gay, 2002), a montré que le canyon congolais a connu, jusqu'à présent au moins quatre phases d'érosion/remplissage. Celles-ci sont interprétées par Lavier (2001) comme étant liées à une accélération de l'uplift marginal.

* Lavier *et al.* (2001) ont établi une corrélation entre la surrection et la sédimentation dans les bassins angolais, congolais et nord-gabonais à l'aide des reconstructions stratigraphiques et de paléo-profondeurs d'eau le long des profils sismiques. Ceci leur a permis de dégager une concordance entre le soulèvement de la marge et la sédimentation dans les bassins au Néogène. Le soulèvement est initié au Congo dès le Miocène moyen (16 Ma), augmente lentement jusqu'à 11 Ma, puis plus vite et atteint 330 m au Pliocène. La sédimentation apportée dans le bassin montre une évolution similaire (Fig. 2.12).

L'étude des vitesses de sédimentation dans les bassins congolais, angolais et nord-gabonais en fonction du temps montre que des faibles taux de sédimentation avant l'Oligocène (Séranne *et al.*, 1992 ; McGinnis *et al.*, 1993 ; Lavier *et al.*, 2001). Dès la mise en place du drainage moderne du fleuve Congo, la sédimentation augmente presque continuellement avec le temps en liaison sans doute avec la surrection du continent (Fig. 2.13).

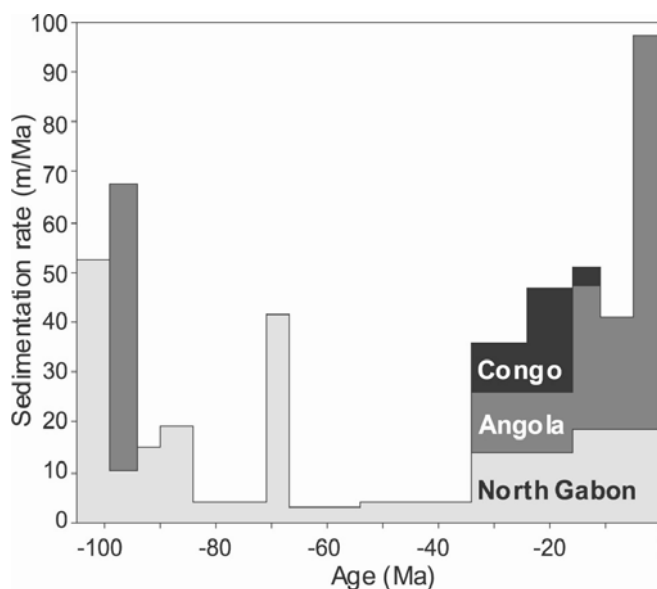


Figure 2.12- Vitesse de sédimentation dans les bassins congolais, angolais et nord gabonais. Les courbes montrent une tendance similaire au Crétacé inférieur (140-90 Ma) : rifting et uplift des flancs puis érosion et sédimentation synrift ; un taux de sédimentation lent au cours du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire dans les bassins de l'Ogooué et de Kwanza ; De 34 Ma à l'Actuel, le taux de sédimentation augmente progressivement et dépasse 100 m/Ma dans l'éventail congolais (Lavier *et al.*, 2001).

* Par la technique de reconstruction des paléosurfaces, Leturmy *et al.* (2003), ont montré que le taux de dénudation moyen pour l'ensemble du bassin congolais est de 6 m /Ma.

Les mêmes auteurs, par l'analyse ordonnée de trois paramètres morphométriques dans les bassins versants du fleuve Congo (profils en long, courbes hypsométriques et relief) ont montré que les bassins sont matures dans la partie est (profils en long et courbes hypsométriques concaves, reliefs lisses), peu matures au Nord-Ouest (profils en long et courbes hypsométriques convexes) et très immatures au Sud (profils en long en « S », courbes hypsométriques convexes et reliefs rugueux). Ces résultats montrent clairement qu'un large domaine du bassin congolais est immature, ce qui prouve que l'uplift de ce bassin est récent (inférieur à 10 Ma).

II.2.2.2- Dans la partie gabonaise

L'étude de la surrection de la marge gabonaise a été faite grâce aux méthodes sismique et thermochronologique (TFA). Ces études montrent que l'uplift de la marge gabonaise varie selon le sous-bassin.

* Dans le sous-bassin sud, l'analyse des données sismiques montre : (1) une géométrie aggradante/progradante d'âge crétacé reflétant un milieu condensé, (2) une surface de discontinuité éocène moyen, (3) une surface d'érosion oligocène supérieur et (4) une discordance majeure au Burdigalien correspondant à l'uplift miocène (Walgenwitz *et al.*, 1992). Par contre, dans le sous-bassin nord, on note au Sénonien, une simple aggradation et un uplift régional bien marqué à l'Est entre 400-500 m. Les dépôts sénoniens atteignent 2000 m d'épaisseur dans la zone du Port gentil. La plateforme est profondément érodée et la pente incisée par les chenaux. La marge Gabon-Congo est basculée le long de l'isobathe 200 m avec un soulèvement du domaine est et une forte subsidence à l'Ouest.

Par approche sismique, Mougamba (1999) décrit également dans le prisme sédimentaire de l'Ogooué, deux phases de surrection : une phase paléocène (100 à 200 m) due à une forte aggradation de la marge et une phase miocène inférieur. Cette dernière est responsable du changement du régime de sédimentation de marge et de l'intensification de l'activité des courants océaniques sur la marge.

* L'analyse des TFA faite par Walgenwitz *et al.* (1992) quant à elle, révèle des périodes importantes de refroidissement permettant de discuter de l'histoire de la surrection du bassin gabonais.

- Au Crétacé, deux périodes importantes sont observées : une au Crétacé inférieur (110 Ma) et l'autre au Crétacé supérieur (84 Ma).

- Le pic de refroidissement à 110 Ma, observé dans le bassin de Dentale, correspond au hiatus stratigraphique de l'Aptien inférieur. Ce bassin montre des taux de subsidence très élevés après 115 Ma avec des dépôts de 2-3 km d'épaisseur du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur, une érosion de

2-3 km pendant la durée du hiatus aptien inférieur (112-111 Ma) (Reyre, 1984). Le taux d'uplift est estimé supérieur ou égal à 2-3 mm/an.

- Le second pic de refroidissement à 84 Ma, enregistré dans le sous-bassin nord, correspond à un uplift de 1000 m. Cet uplift correspond à un changement progressif du mouvement global des plaques initié pendant les anomalies magnétiques 34 (84 Ma) et terminé au Maestrichtien. Le basculement de la marge a probablement augmenté le taux d'uplift à l'Est de la ligne de rivage.

- Au Tertiaire, la plupart des données de TFA montre que le refroidissement se fait en deux temps.

- Un premier temps à l'Eocène moyen (45 Ma), interprété comme un uplift lié au basculement de la marge. Dans le bassin interne du Gabon, il se caractérise par l'incision des chenaux d'Animba sur la plateforme.
- Le deuxième temps a lieu au début du Miocène (25-12 Ma), principalement au Burdigalien. Il correspond à un uplift dont l'érosion consécutive a enlevé 1-1,8 km de sédiments.

Tout comme les marges précédentes, l'uplift de la marge gabonaise varie dans le temps et dans l'espace et en fonction de la méthode utilisée.

II.2.2.3- Dans la partie équato-guinéenne

L'histoire de la surrection de la marge équato-guinéenne est mise en évidence par une étude corrélée entre l'interprétation des données sismiques (Dailly, 2000) et l'analyse des traces de fission (Turner *et al.*, 2008). Cette approche a permis de relier les quatre grandes surfaces de non-conformités identifiées en sismique aux quatre phases de refroidissement révélées par les TFA dans cette marge (Fig. 2.13). Ainsi :

- A l'albien, une première période de refroidissement entre 112 et 90 Ma coïncide avec la grande discontinuité liée à la rupture continentale. Cette discontinuité est interprétée comme une réponse à la fois de l'uplift liée à l'exhumation des failles normales majeures et à l'existence des points chauds de Saint Hélène et d'Ascension.
- Au Santonien-Maastrichtien inférieur (85-70 Ma), une grande discontinuité, nommée surface santonienne se forme. Elle coïncide avec la phase de refroidissement qui couvre cette période et au cours de laquelle les continents se séparent complètement. Pendant cette période, 1650 m de roche sont érodés (Turner *et al.*, 2008).
- Au Lutétien-Priabonien (45-35 Ma), le refroidissement qui a lieu, correspond à une érosion marine profonde qui va engendrer une grande discontinuité.

- Le dernier épisode de refroidissement a lieu au Miocène (15-10 Ma). Il représente probablement l'épisode final d'exhumation de la marge continentale ouest-africaine lié au développement d'un large panache continental (Burke, 1996).

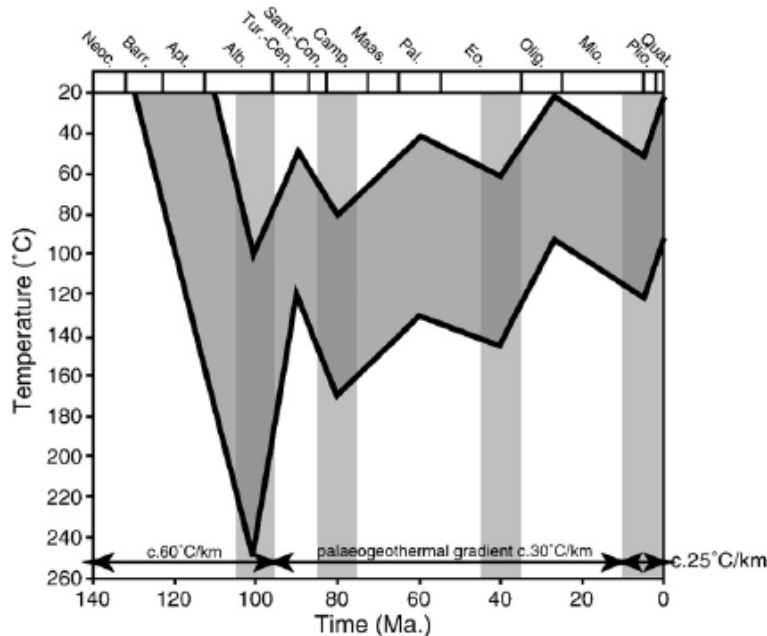


Figure 2.13- Reconstruction de l'histoire thermique d'une section sédimentaire au Nord du bassin de Rio Muni. Les bandes verticales montrent un chevauchement dans l'ensemble de la période froide. (Turner, 2008).

II.2.2.3- Dans la partie camerounaise

Nous n'avons aucune donnée concrète de surrection, mais une importante activité volcanique. En effet, personne n'a jusqu'à présent établi la relation entre le volcanisme et le déplacement vertical. Cette forte activité volcanique a lieu le long de la ligne volcanique du Cameroun depuis le Crétacé supérieur. L'hypothèse d'un point chaud qui migre a été émise pour expliquer l'origine de cette ligne (Morgan, 1983). Mais, la distribution des âges des édifices le long de la ligne n'est pas compatible avec ce modèle. L'origine de cette ligne est donc bien plus compliquée.

CONCLUSION

Les différentes études de la surrection des marges sud-ouest africaines ont montré que le continent africain s'est significativement surélevé depuis le Miocène. Mais, il y a très peu de consensus sur l'origine, la chronologie et l'ampleur de cette surrection. Celle-ci varie d'une marge à l'autre ou au sein d'une même marge, d'un bassin à l'autre, de même que les résultats sont divergents en fonction de la méthode utilisée. La figure 2.14 est une synthèse qui intègre les méthodes et les grandes périodes de surrection qu'ont connues les marges sud-ouest africaines.

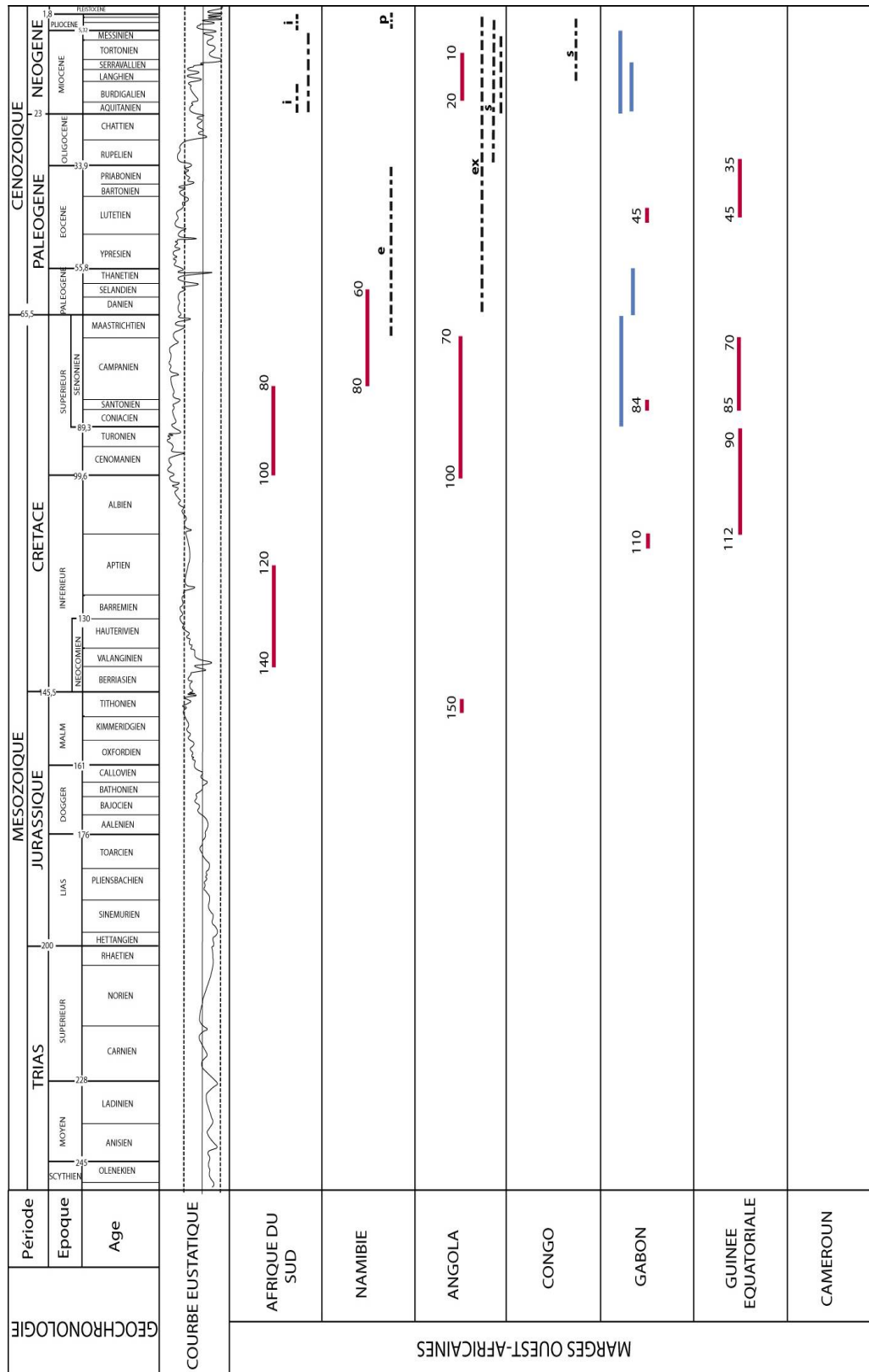
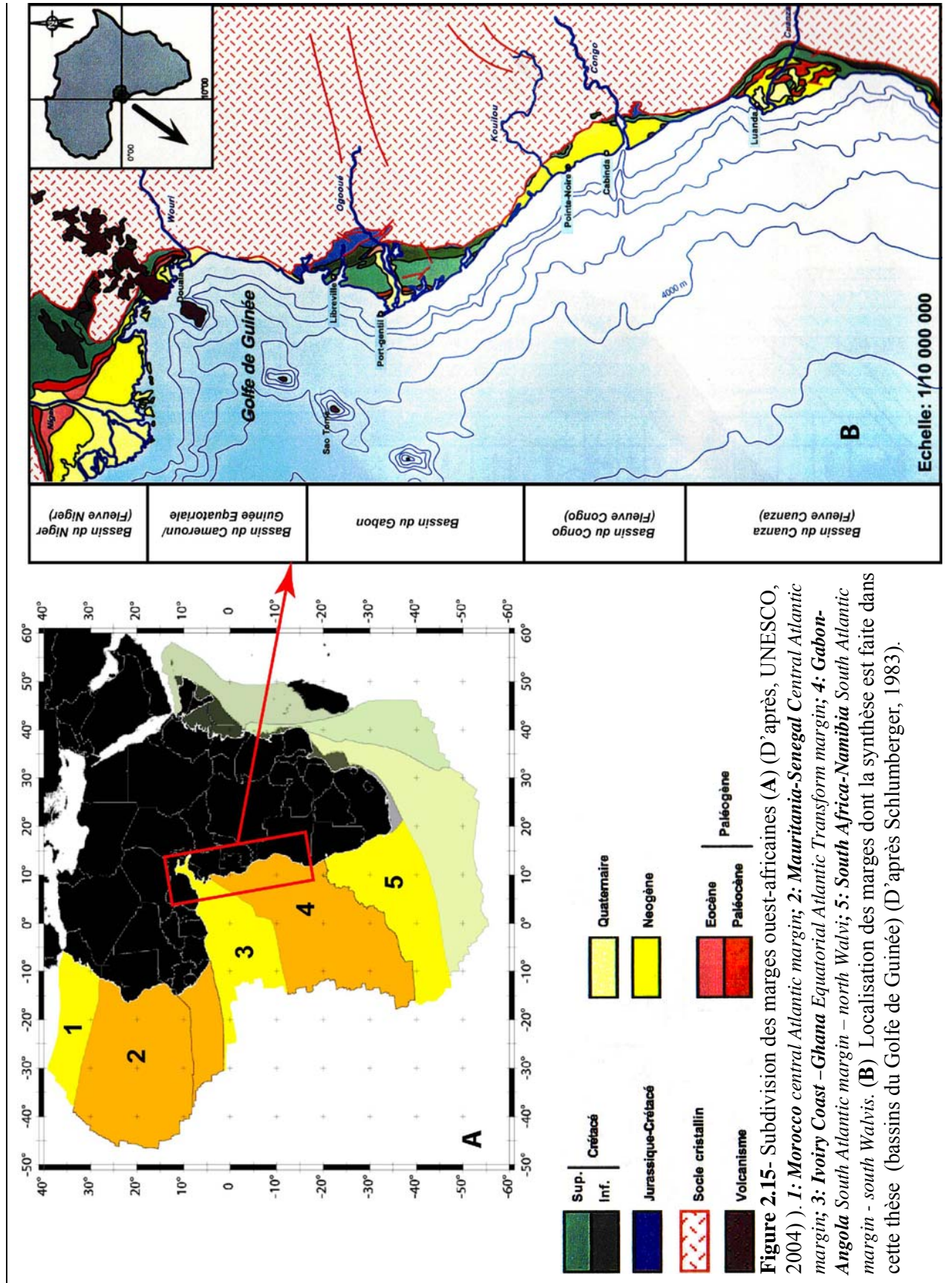


Figure 2.14- Synthèse des données de surrection par méthode et par marge. L'âge de l'uplift varie d'une marge à l'autre et parfois au sein d'une même marge, d'un endroit à l'autre. Les traces de fission offrent des âges plus précis par rapports aux autres méthodes. Les chiffres indiquent les périodes thermiques en millions d'années alors que les lettres désignent la méthode géomorphologique utilisée : **i** = incision, **e** = escarpement, **ex** = exhumation, **s** = sédimentation, **p** = plage soulevée.



Les limites du delta sont essentiellement structurales: à l'Ouest, la ligne flexurale du Bénin le sépare de la baie du Dahomey ; à l'Est, les contreforts de la ligne volcanique du Cameroun (LVC) et dans sa partie marine, la zone de fracture transformante de la ride de Guinée (Whiteman, 1982, Onuoha, 1999). Au Nord, le domaine deltaïque débute au pied des plateaux d'Okitipupa, d'Abakaliki et d'Oban, par une plaine de forme évasée vers le SW.

L'évolution du delta du Niger est étroitement liée à celle du fossé de la Bénoué dont la formation a débuté à la fin de l'Aptien. C'est dans cette dépression, que s'est formé le delta du Niger. Le delta actuel se développe dans le bassin d'Anambra, axe NE-SW de ce rift dont l'ouverture a été initiée à l'Aptien.

Alimenté depuis l'Eocène supérieur par les systèmes fluviaux ouest-africains, le delta du Niger avec une épaisseur maximale comprise entre 8 et 12 km, constitue le plus vaste delta à remplissage silico-clastique du domaine équatorial africain. L'origine du matériel sédimentaire n'est pas connue avec certitude : il serait issu de l'érosion des roches du bouclier ouest-africain (Massif du Fouta Jallon en Guinée), des massifs sahariens, du plateau Nigérien de Jos et de la chaîne de l'Adamaoua (connexion continentale de la LVC). Ainsi, sur le plan stratigraphique, trois formations sédimentaires fortement diachrones sont décrites dans la pile sédimentaire cénozoïque du delta (Lawrence *et al.*, 2002) (Fig. 2.17).

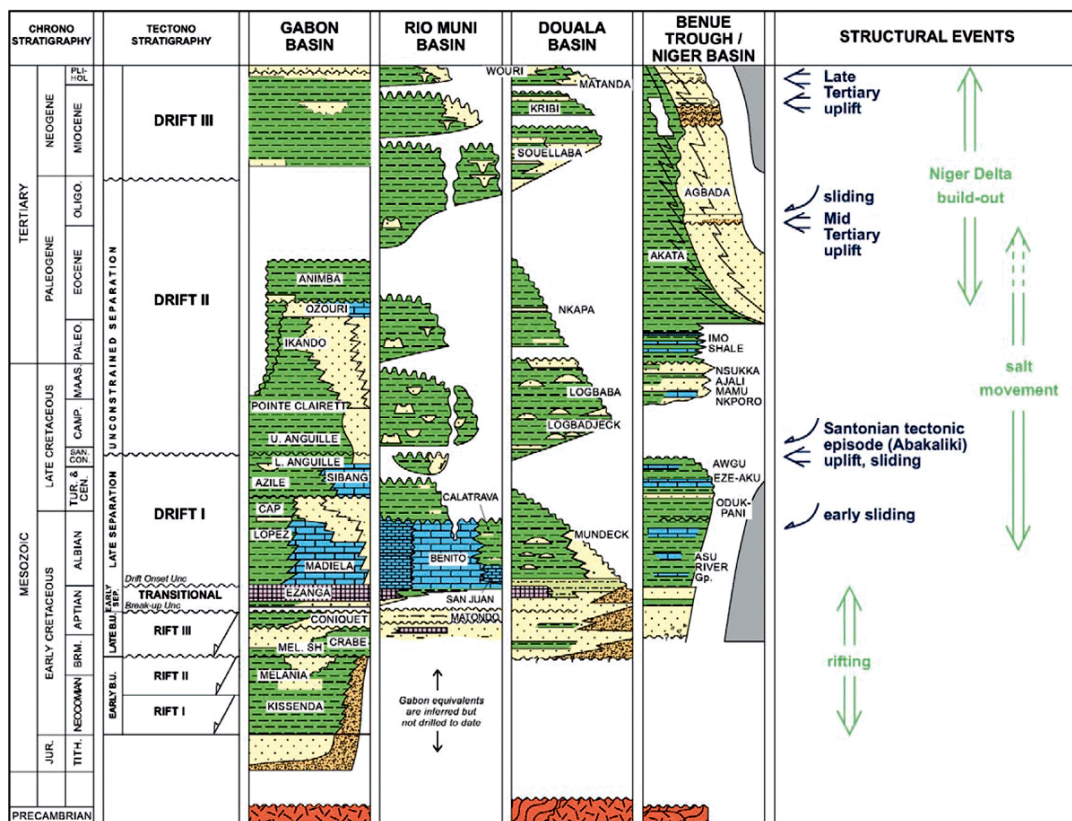


Figure 2.17- Colonnes chronostratigraphiques montrant les formations, les phases tectoniques et les événements structuraux dans les bassins du Gabon, de Rio Muni, de Douala et dans le delta du Niger (Lawrence *et al.*, 2002).

Ces formations correspondent à une évolution des environnements de dépôt depuis un milieu marin profond à la base jusqu'à un faciès de plaine côtière deltaïque au sommet, traduisant la progradation deltaïque depuis le Paléocène dans un milieu marin ouvert (Saugy *et al.*, 2003). Il s'agit de:

- la Formation d'Akata, constituée de dépôts argileux profonds, du Paléocène à l'Actuel. Cette formation argileuse constitue le niveau de décollement pour la tectonique gravitaire de la pile sédimentaire deltaïque sus-jacente.
- la Formation d'Agbada, qui regroupe les argiles et les silts de prodelta. Elle est traversée par de nombreux systèmes turbiditiques, d'âge Eocène à Actuel ;
- la Formation du Bénin, composée de sables fluviodeltaïques déposés de l'Oligocène à l'Actuel recouvre les argiles d'Agbada.

Les phases de progradation sont synchrones de plusieurs régressions marines au cours desquelles de nombreuses incisions de canyons ont lieu sur la pente continentale : paléo-dépressions d'Afam au Sud-Est du delta (Burke, 1972 ; Jubril & Amajor, 1991) et d'Opuama à l'Ouest (Petters, 1984). Une importante tectonique gravitaire affecte la charge sédimentaire deltaïque plio-pléistocène et entraîne le développement des structures extensives amont et compressives avales (Jermannaud, 2008).

IV.2- Les bassins camerounais

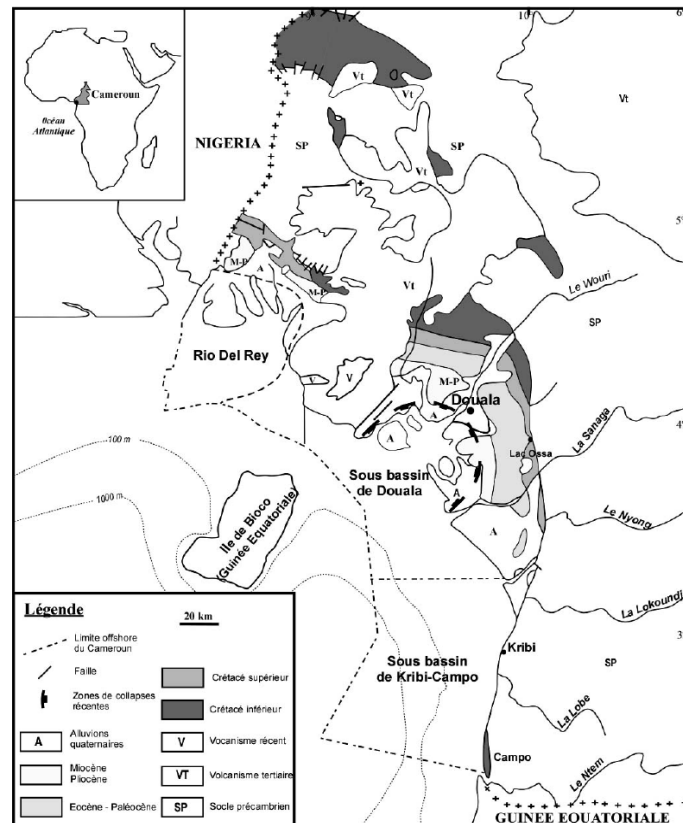


Figure 2.18- Carte géologique des bassins côtiers camerounais.

Les bassins camerounais situés entre 2°10' et 5° de latitude nord, sont subdivisés en trois segments (Fig. 2.18) : un segment nord, le bassin de Rio del Rey ; un segment central, le bassin de Douala, séparé de son voisin septentrional par la ligne volcanique du Cameroun et un segment sud, le bassin de Kribi-Campo qui s'étend jusqu'au bassin de Rio Muni en Guinée équatoriale.

L'évolution géodynamique des bassins camerounais est liée à la création de l'océan atlantique. Benkhelil *et al.* (2002), ont distingué trois grands épisodes tectoniques et sédimentaires marqués au Crétacé inférieur par une phase de rifting suivie d'une phase de drift et, durant le Crétacé supérieur et le Tertiaire, par un court épisode compressif.

- Le bassin de Rio-del Rey est considéré comme un bassin d'âge tertiaire et contemporain du Delta du Niger (Schiefelbein *et al.*, 2000). Son évolution tectono-sédimentaire se rapproche beaucoup de celle du delta du Niger, duquel, il reçoit des apports sédimentaires (Fig. 2.17).

- Dans le sous-bassin de Douala, alimenté par le Wouri et la Sanaga, sept formations correspondant aux séquences synrift, drift et drift 2 ont été décrites par Nguene *et al.* (1992), Tamfu *et al.* (1995) (Figs. 2.17 et 2.19).

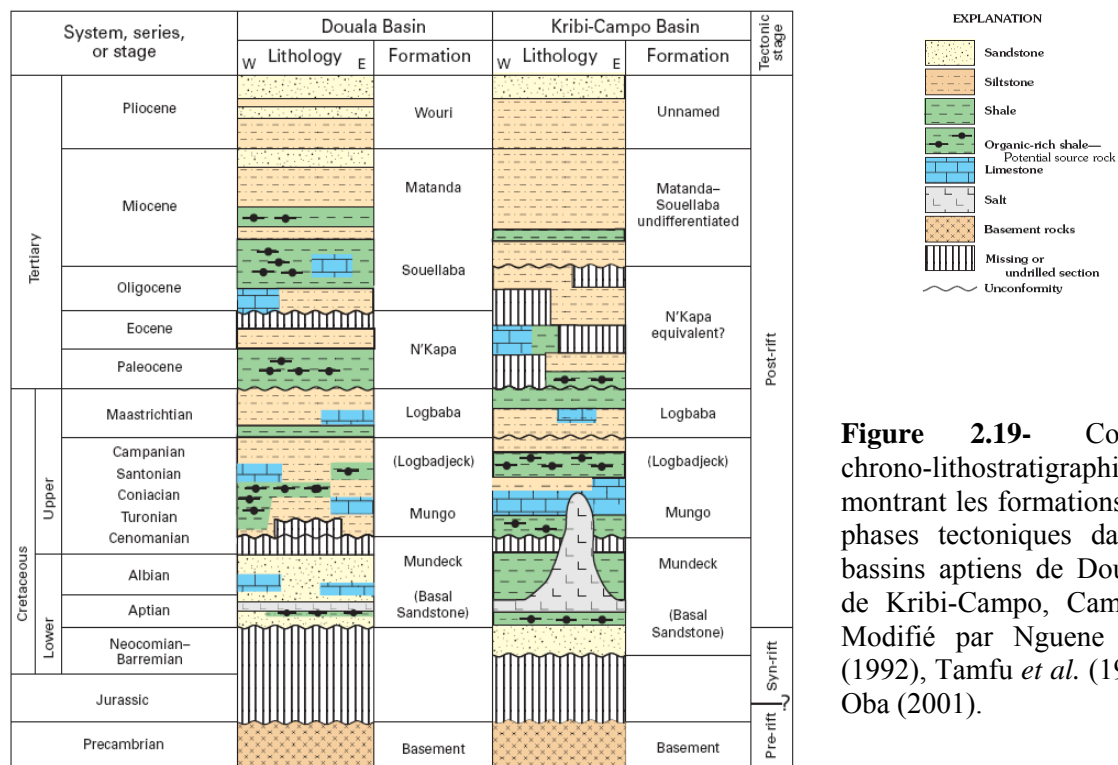


Figure 2.19- Colonnes chrono-lithostratigraphiques montrant les formations et les phases tectoniques dans les bassins aptiens de Douala et de Kribi-Campo, Cameroun. Modifié par Nguene *et al.* (1992), Tamfu *et al.* (1995) et Oba (2001).

- La séquence syn-rift affecte à la fois le socle précambrien fait de schistes et de granites syntectoniques anciens (Champetier de Ribes & Aubagues, 1956) et la base de la

Formation de Mundeck dont les premiers dépôts sont d'âge albo-aptien (Grès de base).

- Les séquences post-rifts sont caractérisées par les Formations de Logbadjeck, de Logbaba, de N'kapa, de Souelleba, de Matanda et du Wouri.

- Le bassin sédimentaire de Kribi-Campo montre un contexte tectonique particulier. Formé en réponse à un rifting oblique et soumis à des contraintes régionales extensives (Reyre, 1984), ce bassin est traversé par une zone océanique de fracture majeure suivant une direction sensiblement NE-SW connue sous le nom Kribi Fracture Zone (KFZ). Deux directions principales de failles y sont en plus observées : les failles 040-060 qui suivent la direction de la marge transformante et les failles de direction 000-020, subparallèles à la ligne de rivage. Les deux familles de failles segmentent le sous-bassin.

La séquence tectono-lithostratigraphique du bassin de Kribi est similaire à celle du bassin de Douala (Fig. 2.19).

- La phase syn-rift (Barrémien-Aptien) représentée par la Formation du Mundeck inférieur (Nguene *et al.*, 1992; Loule *et al.*, 1997), repose en discordance sur le socle précambrien. Composée de conglomérats continentaux, de grès conglomératiques, d'une alternance de marnes noires riches en matière organique avec des calcaires et des argiles noires, cette phase est contrôlée par les structures héritées du socle. Les dépôts syn-rift peuvent atteindre 8 km d'épaisseur au voisinage du môle de Campo, (Reyre, 1966; Pauken, 1992; Meyers *et al.*, 1996).
- La phase transitionnelle rift-drift (Aptien moyen à supérieur) est marquée par le dépôt de sel et la mise en place d'une série de failles qui ont segmenté la structure du rift (Benkhelil *et al.*, 2002).
- La phase post-rift (Albien-Actuel) est caractérisée par des structures liées à l'instabilité gravitationnelle de la marge et à la présence de sel avec une inversion des structures en roll-over.

Il faut cependant noter qu'il existe quelques différences entre les deux bassins (Fig.2. 19). Par exemple, la Formation de Mundeck est plus argileuse et plus précoce dans le bassin de Kribi-Campo. De même la Formation de Logbadjeck est scellée par une discontinuité à Kribi-Campo, ce qui n'est pas le cas à Douala. On peut aussi remarquer que la Formation de N'Kapa s'étend jusqu'à la fin Oligocène à Kribi-Campo alors qu'elle s'arrête à la fin de l'Eocène à Douala et enfin la Formation de Souellaba est plus argileuse à Douala (Brownfield et Charpentier, 2006) qu'à Kribi.

IV.3- Le bassin de Rio Muni

Le bassin de Rio Muni est situé au Sud du bassin de Kribi-Campo entre 1° et 2°10' de latitude nord et entre 9° et 10° de longitude est. Ce bassin conjugué, est l'homologue du bassin de Sergipe Alagoas au Brésil dans la plaque sud-américaine.

La séquence tectono-lithostratigraphique du bassin de Rio Muni montre une tendance proche de celle du bassin de Kribi-Campo (Fig. 2.19). Trois phases importantes y ont été décrites par Turner (1995) :

- Une phase pré-rift marquée par des grès et conglomérats de base d'âge précambrien comme dans les bassins de Douala et de Kribi-Campo.
- Une phase syn-rift d'une épaisseur de 4 000 m, constituée des sédiments fluvio-lacustres d'âge néocomien à barrémien.
- Une phase post-rift marquée par la mise en place d'une série évaporitique à l'Aptien (800 m d'épaisseur). Cette série est constituée d'une alternance d'évaporites et de shales riches en matière organique (Turner, 1995) déposés dans un bassin lacustre profond. Au-dessus de cette série, on observe une importante accumulation de shales (riches en matière organique), de marnes et de grès. La subsidence est très importante au Tertiaire dans le bassin de Rio Muni.

IV.4- Bassin du Gabon

Le bassin gabonais s'étend de 1° à 4° de latitude sud, de la Guinée équatoriale au Congo à terre comme en mer (Fig. 2.20).

Ce bassin s'est initié lors du rifting de l'Atlantique sud, dès le début du Jurassique supérieur, sur la suture entre les cratons de Sao-paulo et du Congo appelé zone de Mayumbe. Cette suture correspond à un bassin précambrien, le synclinal de Nyanga, repris par l'orogénèse panafricaine (Teisserenc et Villemain, 1989).

Le bassin du Gabon est structuré en trois sous-bassins ou segments appelés bassins nord, sud et intérieur. Les bassins nord et intérieur, caractérisés par une géométrie en horst et graben sont séparés par l'important horst du Lambaréné. Le bassin nord quant à lui a été limité jusqu'au Miocène sur sa partie occidentale par un second horst (zone d'Anguille) qui a joué un rôle de barrière pour la pénétration des eaux océaniques. Ces deux sous-bassins sont séparés du sous-bassin sud par la zone de fracture de N'komi, orientée N60°E.

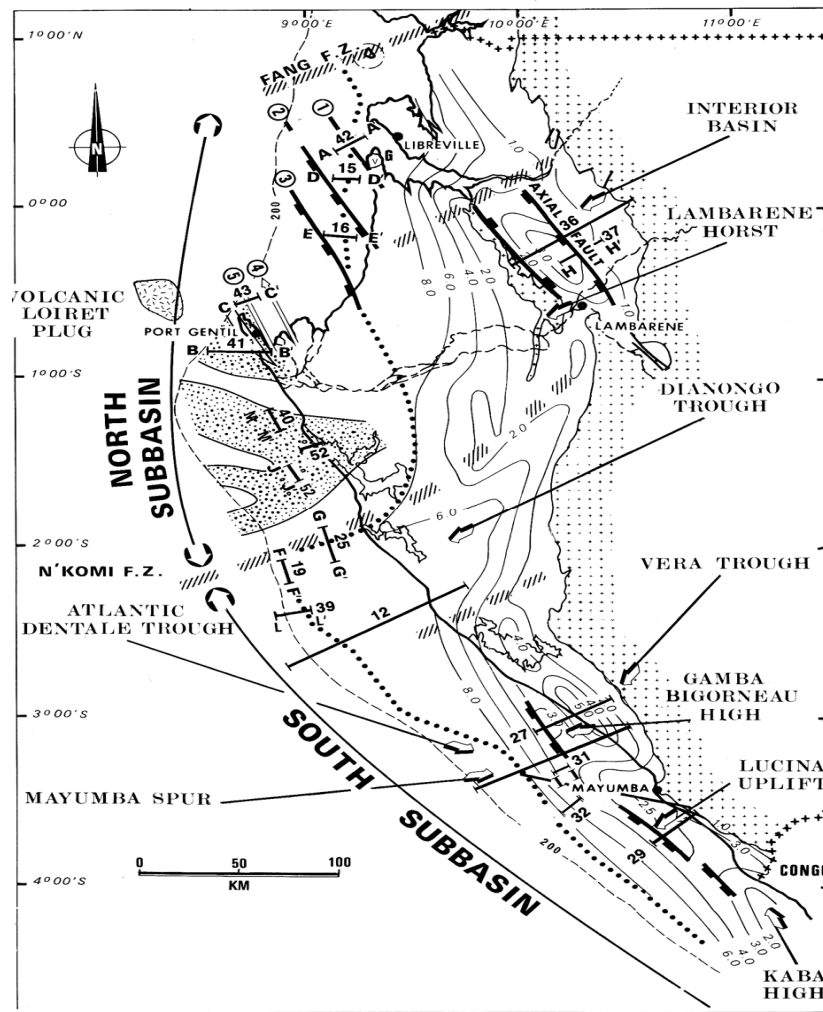


Figure 2.20- Structure du bassin du Gabon (d'après Teisserenc, 1989).

L'enregistrement sédimentaire dans le bassin gabonais se subdivise en trois mégacycles stratigraphiques séparés par des discontinuités majeures. Ces mégacycles correspondent, comme sur l'ensemble de la marge, aux phases de rifting, de transition et d'accrétion océanique (Fig. 2.17).

Les premières séries sont continentales et correspondent à des environnements lacustres et deltaïques (Teisserenc et Villemin, 1989). La fin du Néocomien est caractérisée par des argiles et des sédiments déposés lors d'une forte activité tectonique. A la fin du Barrémien, alors que l'activité tectonique diminue, des sédiments deltaïques lacustres pouvant atteindre 2 à 3 km d'épaisseur se déposent plus à l'Ouest. L'Aptien inférieur est caractérisé par des dépôts lacustres, fluviaux et de fan-delta alors que l'Aptien supérieur, d'une puissance pouvant atteindre 800 m, est caractérisé par des dépôts évaporitiques fins traduisant un environnement confiné.

A l'Albien, deux cycles transgressifs-régressifs entraînent le dépôt d'alternance de séries argilo-carbonatées et de grès.

Le Cénomarien qui marque le début de la phase de drift, correspond à un important

cycle transgressif-regressif pendant lequel se déposent des argiles silteuses dans le bassin et des grès sur la plateforme à l'Est. Pendant la transgression turonienne, les séries deviennent franchement marines, pélagiques, riches en matière organique avec des faciès plus grésocarbonatés sur la plateforme. Au Sénonien, ce bassin subit une forte flexuration qui entraîne l'érosion de la plateforme céno-mano-turonienne et le développement de séries turbiditiques.

IV.5- Bassin du bas Congo

Il s'étend du Congo à l'Angola et est alimenté par le fleuve Zaïre dont l'immense bassin versant a permis une accumulation importante des sédiments au Tertiaire (12 km d'épaisseur). Les différents régimes tectoniques et sédimentaires de ce bassin ont été contrôlés par le rifting à l'origine de l'ouverture de l'Atlantique sud.

L'histoire de ce bassin peut être subdivisée en trois phases marquées par trois séries : anté-salifères, évaporitique et post-salifères correspondant respectivement aux phases pré, syn et post-rift (Fig. 2.21).

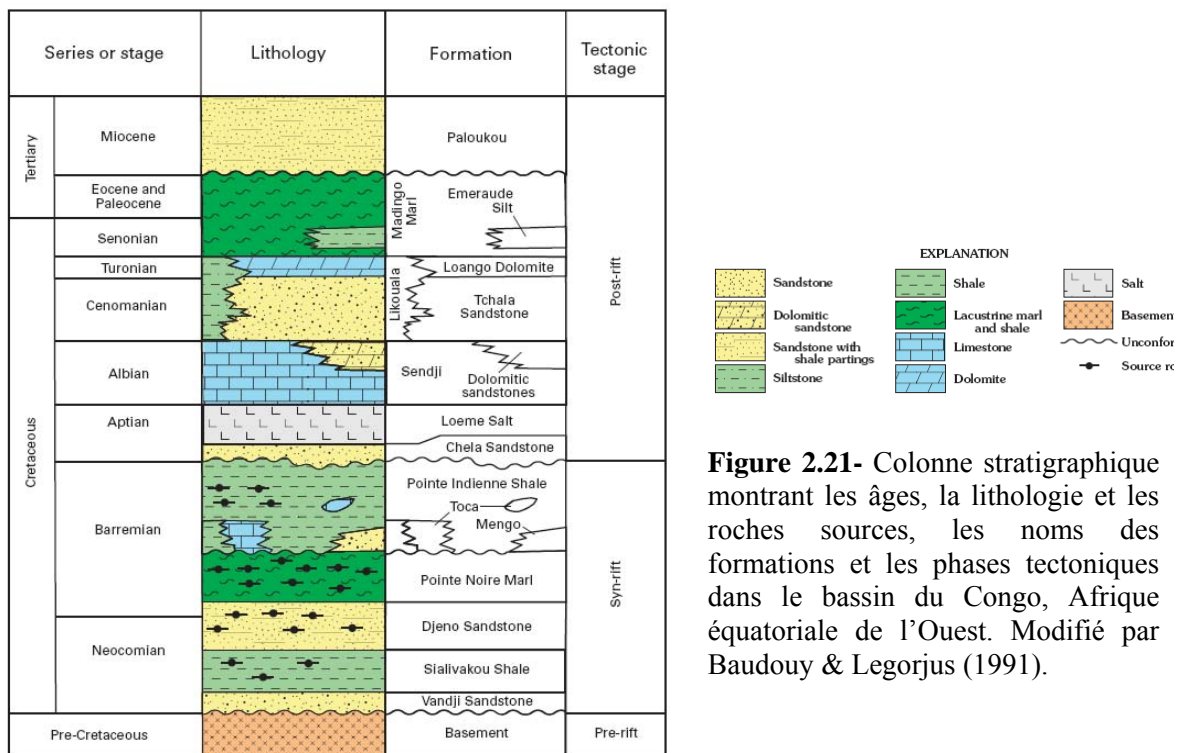


Figure 2.21- Colonne stratigraphique montrant les âges, la lithologie et les roches sources, les noms des formations et les phases tectoniques dans le bassin du Congo, Afrique équatoriale de l'Ouest. Modifié par Baudouy & Legorjus (1991).

Les séries anté-salifères sont marquées par des sables et des silts fluvio-lacustres déposés du Jurassique au Crétacé, soit 1000 m de puissance. Ce sont des séries pré-rift (Brice *et al.*, 1982) déposées sur le socle.

La série évaporitique marque le début de l'incursion marine dans le bassin par le Sud (Brice *et al.*, 1982). Elle se caractérise par l'enneigement de l'ensemble du Cabinda.

Quant aux séries post-salifères, elles sont mises en place à la suite d'une transgression majeure qui a favorisé le dépôt pendant l'Albien et le Crétacé supérieur d'une alternance de carbonates et de séries détritiques puis d'argiles et de marnes en milieu profond. A l'Oligocène et au Burdigalien, ce bassin est constitué de grands dépocentres comblés par des cônes d'épandages turbiditiques provenant du paléo-Zaïre. Le taux de sédimentation, dans ce bassin est énorme car, estimé supérieur à 200 m/Ma (François *et al.*, 1991). Au Pliocène, une érosion majeure affecte l'ensemble des séries du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Est du bassin. Le fleuve Zaïre incise alors son propre delta, ce qui entraîne la création d'un canyon spectaculaire : le canyon du Zaïre.

IV.6- Bassin de Kwanza

Le bassin de Kwanza se situe entre 8° et 11°30' de latitude sud et s'étend sur 300 km de long contre 170 km de large (Fig. 2.22). Il est alimenté par la rivière Kwanza.

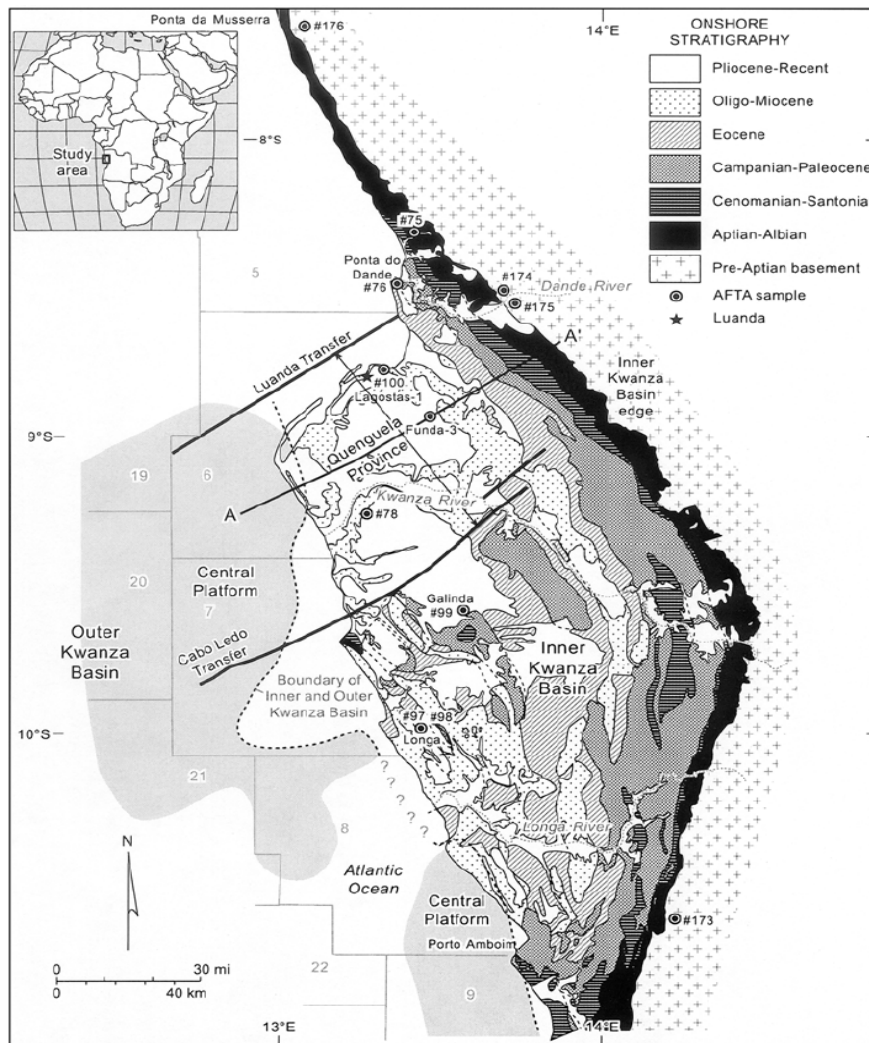


Figure 2.22- Carte géologique du bassin de Kwanza, Angola (Simplifiée par Total-Sonangol, 1987).

L'histoire structurale de ce bassin est similaire à celle des autres bassins de la marge ouest-africaine, c'est-à-dire, liée à l'ouverture de l'Atlantique sud.

L'architecture sédimentaire montre deux types de séries séparées par un épisode de tectonique salifère aptienne : les séries anté-salifères et les séries post-salifères (Fig. 2.23).

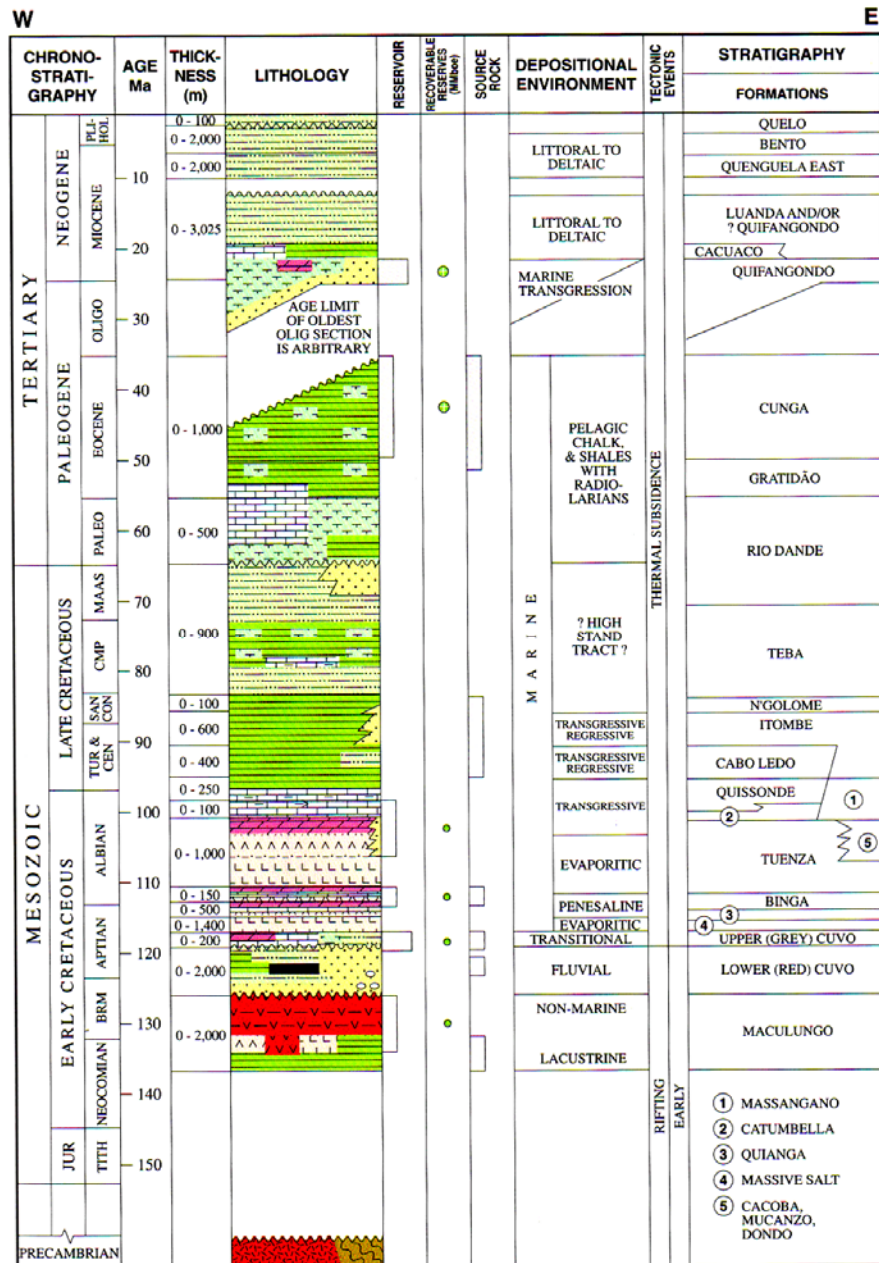


Figure 2.23- Colonne chronolithostratigraphique montrant les formations et les événements tectoniques dans le bassin de Kwanza (Coward *et al.*, 1999).

Les séries anté-salifères déposées dans les sous-bassins dont la taille croit vers l'Ouest, sont constituées des roches cristallophylliennes précambriennes et des séries triasiques à barrémiennes caractérisées par des faciès continentaux déposés dans de petits bassins

structurés en blocs basculés pendant la phase d'ouverture du rift (Brognon et Verrier, 1966 ; Brice *et al.*, 1982). L'ensemble de ces séries peut atteindre une puissance de 6 km à l'Ouest.

A l'Aptien, la subsidence des parties occidentale et centrale du bassin induit une première transgression qui permet le dépôt de la série évaporitique (Formation de Loémé) (Lundin, 1992).

Les séries post-salifères, quant à elles, se sont mises en place dès l'Albien. Il s'agit des séries d'origine marine (Tillement, 1987) dont la puissance peut atteindre plusieurs centaines de mètres. L'Albien inférieur est constitué d'une plateforme carbonatée (François *et al.*, 1991) dont la puissance n'excède pas 500 m. A l'Est, cette plateforme est déformée, on observe des structures albiennes séparées par des dépôts-centres d'âge crétacé supérieur ou tertiaire. A l'Ouest, l'Albien est structuré en blocs basculés, puis en horsts et grabens au sein desquels émergent des diapirs. L'environnement de dépôt au Paléocène et à l'Eocène est assez semblable à celui de l'Albien. Cependant, les apports terrigènes restent modérés et localisés à l'Est. A l'Ouest, les dépôts sont très fins, les argiles se chargent en carbonates. Les sédiments oligocènes à actuels d'une épaisseur de 7 000 m reposent en discordance sur le Paléogène inférieur. Toutes ces séries tertiaires sont érodées de la bordure orientale jusqu'au talus continental actuel (Kwanza onshore), il n'y a que les résidus de dépôts-centres situés entre les séries céno-turonniennes en onshore et les rafts en offshore.

CONCLUSION

Les marges ouest-africaines de l'Atlantique sud se sont formées par rifting dès le Jurassique supérieur. Leur évolution montre une diminution progressive avec le temps des taux de subsidence. Celle-ci est compensée par la surrection de ces marges, responsable des fortes topographies observées. La synthèse faite sur les bassins du Golfe de Guinée montre une évolution marquée par trois principales unités stratigraphiques dans un contexte de déformation plutôt bien marquée pour des marges dites stables :

- une séquence continentale à dominance lacustre dont la base est datée du Jurassique inférieur ;
- une unité centrale avec des faciès évaporitiques d'âge aptien, reflétant la présence d'une mer épicontinentale ;
- une unité marine débutant à l'Albien par des dépôts caractéristiques de mer ouverte.

PARTIE II

LE PLATEAU SUD-NAMIBIEN :
GEOMORPHOLOGIE ET DEFORMATION

PROBLEMATIQUE

Le plateau sud-africain constitue une figure majeure de la morphologie et de la géologie africaine. La distribution des altitudes fait ressortir significativement cette structure : en effet son altitude moyenne supérieure à 1000 m s'étale sur une surface très importante (voir figure ci-dessous).

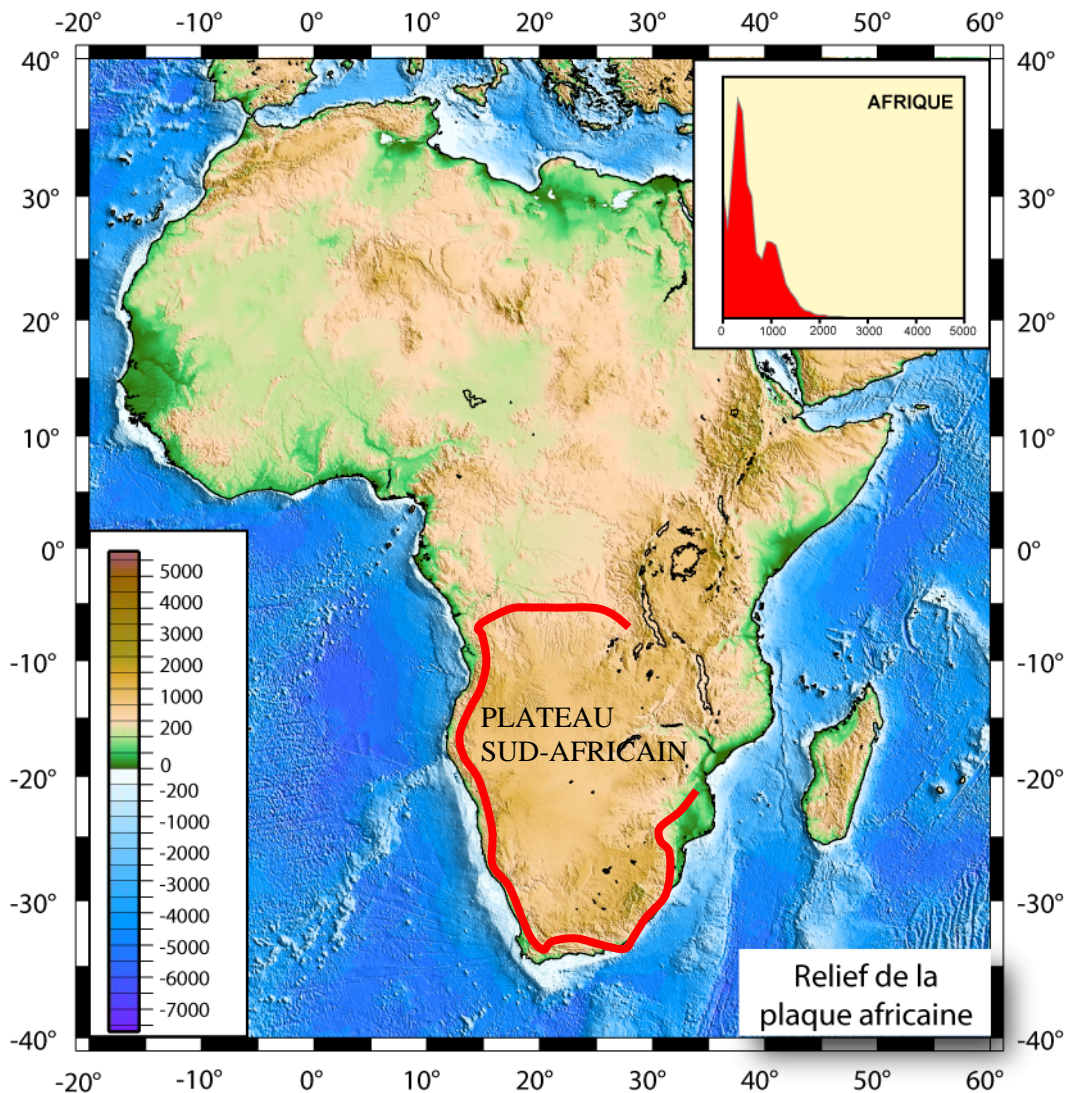


Figure 3.6. Carte montrant la topographie du continent africain (Dauteuil *et al*, 2009). Les plus fortes topographies sont concentrées en Afrique du Sud (plateau sud-africain) et le long du rift est-africain. L'histogramme y joint est révélateur de cette forte topographie dont le pic se trouve dans le plateau sud-africain.

Il constitue un des traits majeurs de l'évolution méso-cénozoïque de la partie sud de l'Afrique. Sa morphologie résulte d'un emboîtement de surfaces sub-horizontales dont les plus hautes peuvent atteindre 1800 m localement. Leur origine très controversée est multiple : front d'altération, surface d'abrasion mécanique, surfaces de précipitation ? Si l'origine des

surfaces est complexe et multiple, leurs relations avec l'altitude élevée (> 1000 m) du plateau restent mal comprises voire ignorées. Peu d'études essayent d'établir comment l'altitude du plateau influence la formation et l'évolution des surfaces armant le plateau. Autrement dit, existe-il un couplage entre le développement des surfaces et la topographie spécifique du plateau sud-africain ? De cette question découlent deux problèmes : 1) l'âge du plateau et des surfaces constituantes, et 2) le processus à l'origine de l'altitude particulière du plateau.

La présence d'un plateau élevé et par voie de conséquence son âge, ont fait l'objet de nombreuses hypothèses depuis un âge ancien avant l'éclatement du Gondwana (Ollier and Marker, 1985 ; Deschamps *et al.*, *soumis*) jusqu'à une formation plus récente à l'Oligo-Miocène (Partridge et Maud, 1987). Cet âge n'implique pas nécessairement que les surfaces le constituant soient de cet âge: elles peuvent être plus anciennes ou plus récentes à conditions que le processus de genèse soit compatible avec l'altitude. Par exemple, une surface d'abrasion marine n'est pas compatible avec une altitude élevée : elle est forcément antérieure à l'acquisition du plateau. Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer la présence d'un plateau élevé:

- Un réajustement isostatique consécutif à l'érosion d'une croûte anormalement très épaisse formée dès l'Archéen (Pysklewec et Mitrovica, 1999).
- Un panache ou des panaches présents dès le Mésozoïque (Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998 ; Gurnis *et al.*, 2000 ; Conrad et Gurnis, 2003 ; Behn *et al.*, 2004)). Cette hypothèse est étayée par la tomographie sismique qui montre une anomalie thermique profonde dans le manteau (Nyblade & Sleep, 2003) et par la présence récurrente d'épisodes magmatiques depuis au moins 200 Ma (Cox, 1989).
- Des phases d'uplift induites par des événements aux limites de plaque. Plusieurs phases ont été proposées notamment à la fin du Crétacé et au Néogène (Pickford & Snut, 1999 ; Gallagher & Brown, 1999 ; Brown *et al.*, 2000 ; Raab *et al.*, 2002). Parmi les hypothèses évoquées, il y a la poussée des dorsales ceinturant le continent africain (Fejerskov & Lindholm, 2000). Ceci induirait une mise en compression du continent et maintiendrait donc une altitude élevée de la croûte.
- Une topographie maintenue dynamiquement à la suite de l'activité convective du manteau (Forte *et al.*, 2010 ; Deschamps *et al.* *in review*). Cette hypothèse reste à être étayée car les études récentes montrent un faible effet actuellement, mais qui ne signifie pas qu'il n'a pas été plus important dans le passé.

Quelque soit le modèle envisagé, les travaux existants ne décrivent pas complètement ni le champ de déformation méso-cénozoïque, ni les modalités de l'érosion en liaison avec ce champ de déformation. Dans cette étude, nous proposons d'analyser à la fois l'organisation des

surfaces dans le Sud de la Namibie et le champ de déformation aussi bien à l'échelle locale (canyon de la Fish River) qu'à l'échelle régionale. Nous essayerons notamment d'établir la chronologie et le couplage, s'il existe, entre la déformation méso-cénozoïque et l'évolution de ces surfaces. Ce couplage est fondamental pour contraindre les transferts de matière du continent vers l'océan. En effet, cette période est marquée par deux épisodes d'accumulation sédimentaire : le premier lié au breakup continental et le second au Crétacé supérieur (Rouby *et al.*, 2009). Le second pic de sédimentation n'est pas synchrone des phases de dénudation qui se produisent après la cassure continentale au Néogène (Gallagher & Brown, 1999).

La partie sud de la Namibie est bien adaptée pour répondre à ces questions car les surfaces et les structures géologiques sont bien visibles dans cette région désertique. De plus il existe deux rivières, la Fish River et l'Orange River, qui traversent le plateau et rejoignent la côte atlantique en traversant les différents escarpements.

CHAPITRE 3

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU SUD DE LA NAMIBIE

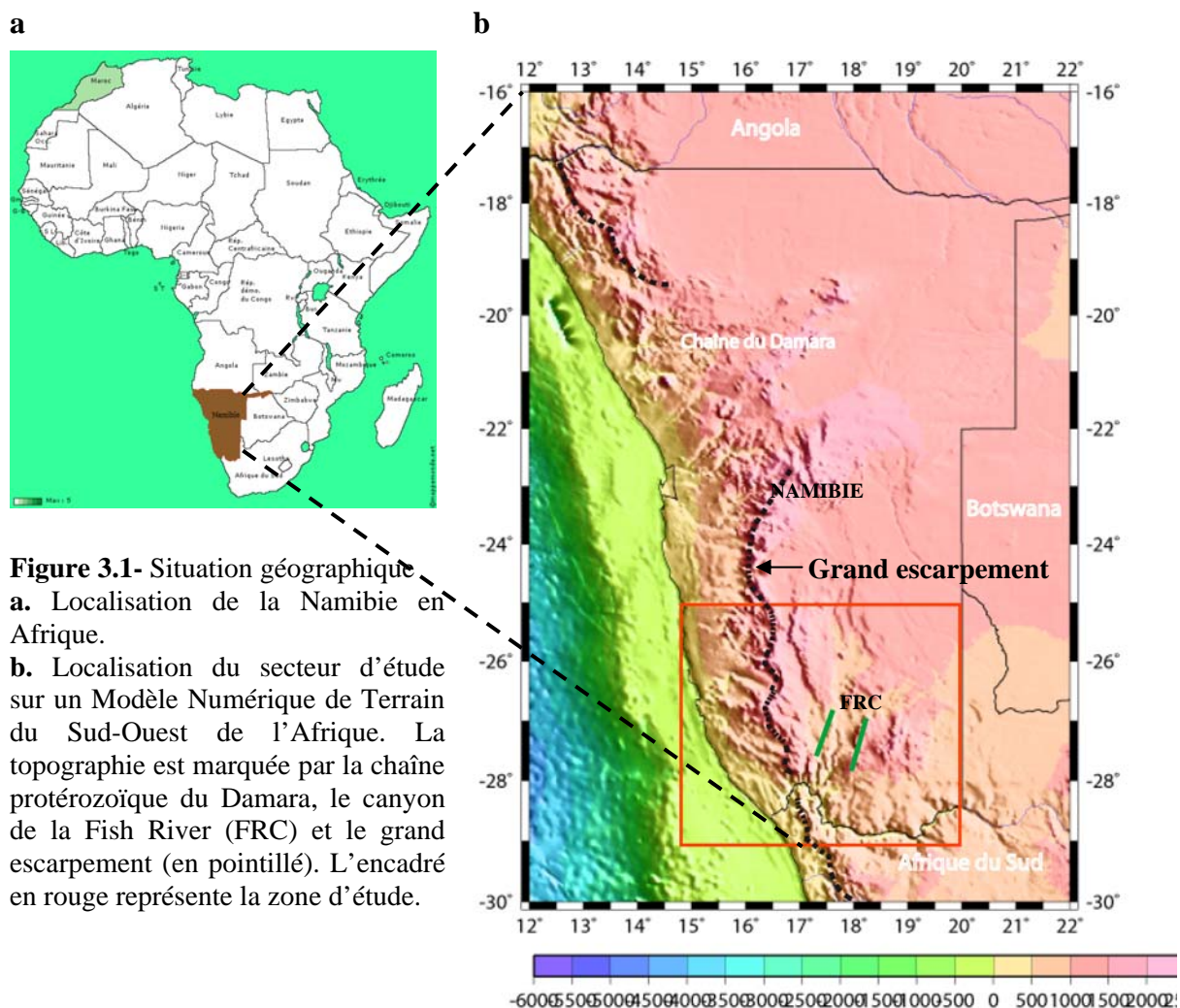
CHAPITRE 3

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU SUD DE LA NAMIBIE

Ce chapitre nous permet, à travers les données disponibles dans la littérature et nos propres observations de terrain, d'aborder le contexte géologique régional du Sud de la Namibie, de retracer son évolution géodynamique et de décrire les principales formations lithologiques qui caractérisent ce pays essentiellement désertique.

I- PRESENTATION GENERALE DU SUD DE LA NAMIBIE

Le secteur qui nous intéresse dans cette deuxième partie, est le Sud de la Namibie situé entre 25° et 29° de latitude sud et entre 15° et 20° de longitude est (Fig. 3.1).



I.1- Morphologie générale

Comme la plupart des marges passives issues l'éclatement du Gondwana, la marge namibienne se caractérise par un relief côtier ayant une géométrie dissymétrique. Elle présente : une façade littorale ayant évolué en grand escarpement, d'une dénivellation de plus de 1000 m ; une plaine côtière de faible pendage et large d'environ 150 km et un flanc interne avec une pente beaucoup plus progressive. L'escarpement est bien défini en Namibie depuis le fleuve Orange qui marque la frontière avec l'Afrique du Sud, jusqu'à la chaîne du Damara plus au Nord (Fig. 3.1b).

La physiographie du Sud de la Namibie, montre deux déserts :

- A l'Est le désert du Kalahari, caractérisé par des sables rouges ;
- A l'Ouest, le désert du Namib étendu entre l'océan atlantique et le grand escarpement et parsemé dans sa partie nord d'inselbergs granitiques.

Entre les deux déserts, s'étend le vaste plateau sud-africain situé à une altitude moyenne supérieure à 1000 m. Ce plateau couvre une grande partie du Sud de l'Afrique et est entaillé par plusieurs canyons dont le plus important est celui du Sud de la Namibie : le canyon de la Fish River, deuxième plus grand canyon sur terre (Fig. 3.1).

I.2- Cadre structural

L'histoire géologique remonte à plus de deux milliards d'années où deux cratons, le craton du Congo (au Nord) et celui du Kalahari (au Sud), séparés par un domaine océanique finirent par rentrer en collision au cours du Panafricain (750-450 Ma) pour former la gigantesque chaîne du Damara qui traverse tout le pays d'Ouest en Est. La carte géologique (Fig. 3.2) montre qu'il s'agit de montagnes complexes associant roches sédimentaires, métamorphiques et magmatiques. Depuis 600 Ma, les Montagnes du Damara se sont érodées ne laissant maintenant que des collines, de petites chaînes de montagnes et des pénéplaines d'altitude, tandis que, des volcans érodés, ne subsistent et n'affleurent maintenant que par leurs chambres magmatiques granitiques.

Deux épisodes marquèrent ensuite l'évolution géologique de la Namibie : la formation du super continent Gondwana vers 560 Ma et la grande glaciation permo-carbonifère. Cette ère glaciaire, puis la déglaciation et les changements climatiques qui suivirent (climat tropical puis désertification) sont connus sous le nom de période du Karoo (300-180 Ma).

I.3- Ouverture de l'Atlantique et volcanisme

L'ouverture de l'Atlantique sud s'est faite par rifting (voir, chapitre 1, paragraphe I.2.1). Nous insisterons ici beaucoup plus le volcanisme lié à cette ouverture.

La séparation du Gondwana ayant conduit à la formation de l'océan atlantique sud a été associée à deux épisodes de volcanisme continental (Storey, 1995) :

- Un premier épisode a lieu au Jurassique inférieur (183 Ma) en conséquence des premières phases du breakup continental entre l'Afrique et l'Amérique du Sud (Cox, 1992). Cet épisode est responsable du volcanisme du Karoo.

- Alors que les déserts couvraient la majeure partie de la Namibie, un événement capital changea complètement l'aspect de cette partie du globe au Crétacé : la rupture du Gondwana. Celle-ci fut accompagnée par une intense activité volcanique (deuxième épisode), qui se matérialisa par la formation des trapps de l'Etendeka (Wilson, 1992 ; Storey, 1995). Des masses énormes de laves fluides alimentées par des milliers de dykes, à l'aplomb d'un point chaud (point chaud de Tristan, sous la ride de Walvis), se répandirent en surface sur des centaines de milliers de Km^2 et sur plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ce volcanisme s'atténuant vers 129 Ma, l'Afrique et l'Amérique du Sud commencèrent à se séparer créant un rift et la nouvelle croûte océanique de l'Atlantique sud qui s'élargit ; les côtes de la Namibie prirent alors leur configuration actuelle.

L'ouverture de l'Atlantique entraîna un uplift de la bordure namibienne parallèlement au rift, c'est le "Grand Escarpement", falaise de 1000 m de haut qui n'a cessé d'être repoussée vers l'Est sous l'effet de l'érosion.

I.4- Evolution cénozoïque

Après la rupture du Gondwana, l'histoire géologique de la Namibie continentale est essentiellement sédimentaire. Sur la plaine côtière, actuellement occupée par le désert du Namib (Ward, 1987), une discordance majeure la « Namib Unconformity Surface », sépare les roches les plus anciennes du socle précambrien des dépôts cénozoïques. Elle résulte de la phase d'érosion postérieure à l'éclatement au Crétacé de l'Ouest du Gondwana qui a entraîné le biseautage du socle en une vaste plateforme (Ollier, 1977 ; Ward, 1987). Sur cette surface, repose la plus ancienne unité, la formation « Tsondab Sandstone » datant du Paléocène inférieur (Ward, 1987). Puis, des conglomérats plus récents (Karpfenclyff Conglomerates) témoignent d'une érosion de l'escarpement au cours du Miocène (Ward, 1987). A l'Est de l'escarpement, la sédimentation des bassins d'Etosha et de Nama est une sédimentation continentale, fluvio-lacustre, dont les dépôts les plus récents sont ceux de la séquence du Kalahari d'âge crétacé à tertiaire (Miller, 1992). Un retour à des conditions arides a eu lieu au Miocène supérieur avec le développement du courant froid de Benguela, conduisant au régime climatique actuel du désert du Namib. C'est au Tertiaire que le bassin du Kalahari se forme effectivement suite à cette alternance de périodes de sécheresse et d'humidité. C'est pendant la même période que s'est formée la plupart des canyons.

Dans quelles les conditions climatiques ces canyons ont-ils pu se former?

Depuis le Pliocène, les glaciations globales successives qui apparurent ont pu entraîner un abaissement général du niveau de la mer d'environ 120 m. Ces événements n'en rendirent l'érosion que plus puissante pour attaquer les roches et les plateformes et former les profondes gorges, vallées et grands canyons, tels celui de la Fish River au Sud, dont l'étude sera abordée plus loin.

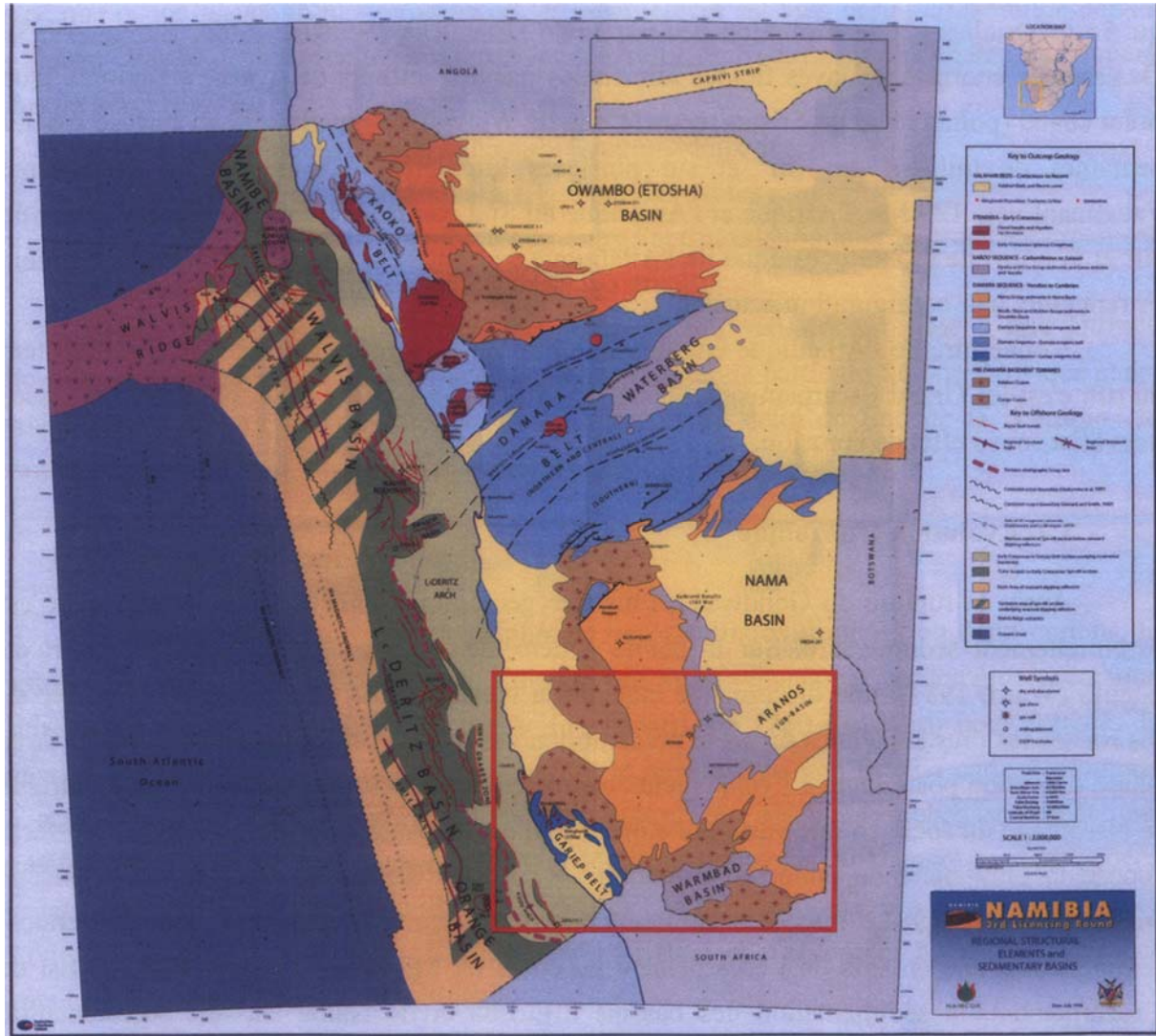


Figure 3.2- Carte géologique simplifiée de la Namibie modifiée d'après la carte structurale et sédimentaire au 1/2 000 000 de la Namibie (NAMCOR, 1998). La zone encadrée en rouge représente le secteur d'étude.

II – LITHOLOGIES DU SUD LA NAMIBIE

Les roches les plus anciennes du Sud de la Namibie sont d'âge archéen. Reprises par l'orogénèse panafricaine, elles forment aujourd'hui le socle de base sur lequel, se déposent les formations sédimentaires plus récentes. Ce socle a été intrudé par endroits

pendant la rupture du Gondwana par des venues magmatiques profondes. Les phénomènes d'érosion et de surrection qui se sont alternés au cours du Méso-Cénozoïque, ont favorisé outre l'exhumation des roches anciennes, la mise en place de nouvelles formations dans les bassins préexistants ou en création à partir du matériel issu de l'érosion. L'objectif de cette partie est de retracer la mise en place de toutes ces lithologies, en présentant très brièvement leur origine.

II.1- Unités stratigraphiques Namibiennes

L'Afrique australe possède une échelle de temps dont la terminologie est quelque peu différente de celle de l'échelle de temps internationale. Le tableau 1 ci-dessous, présente une synthèse des corrélations faites par Schneider (2004) entre les échelles de temps internationale et sud-africaine et les unités stratigraphiques namibiennes. Mais, dans la suite, les descriptions seront faites en se référant à l'échelle internationale.

Tableau 3.1- Corrélations entre les échelles de temps géologiques (internationale et sud-africaine) et les unités stratigraphiques du Sud de Namibie (Schneider, 2004, modifié).

| Subdivisions de l'échelle de temps géologique internationale | | Subdivisions de l'Afrique du Sud | Unités stratigraphiques namibiennes |
|---|--|--|---|
| Cénozoïque < 65 Ma | Du Quaternaire au Crétacé < 135 Ma | < 135 Ma | Désert du Namib Séquence du Kalahari |
| Mésozoïque 250-65 Ma | Du Permo-Carbonifère au Jurassique 300 – 135 Ma | 300-135 Ma | Complexe post-Karoo |
| Paléozoïque 540-250 Ma | De l'Ordovicien au Cambrien 540 – 460 Ma | De l'Ordovicien au Cambrien 540-460 Ma | Séquence du Karoo Granites du Damara |
| | Néoprotérozoïque 1000 – 540 Ma | Namibien 1000-540 Ma | Groupe du Nama Complexe du Gariep |
| Précambrien > 540 Ma | Mésoprotérozoïque 1600 – 1000 Ma | Mokolien moyen à supérieur 1800-1000 Ma | Séquence de Sinclair Complexe du Namaqua |
| | Paléoprotérozoïque 2500 – 1600 Ma | Mokolien inférieur 2000-1800 Ma | Suite Violsdrif |
| | Et Archéen >2500 Ma | à Vaalien >2000 Ma | Goupe Orange river |

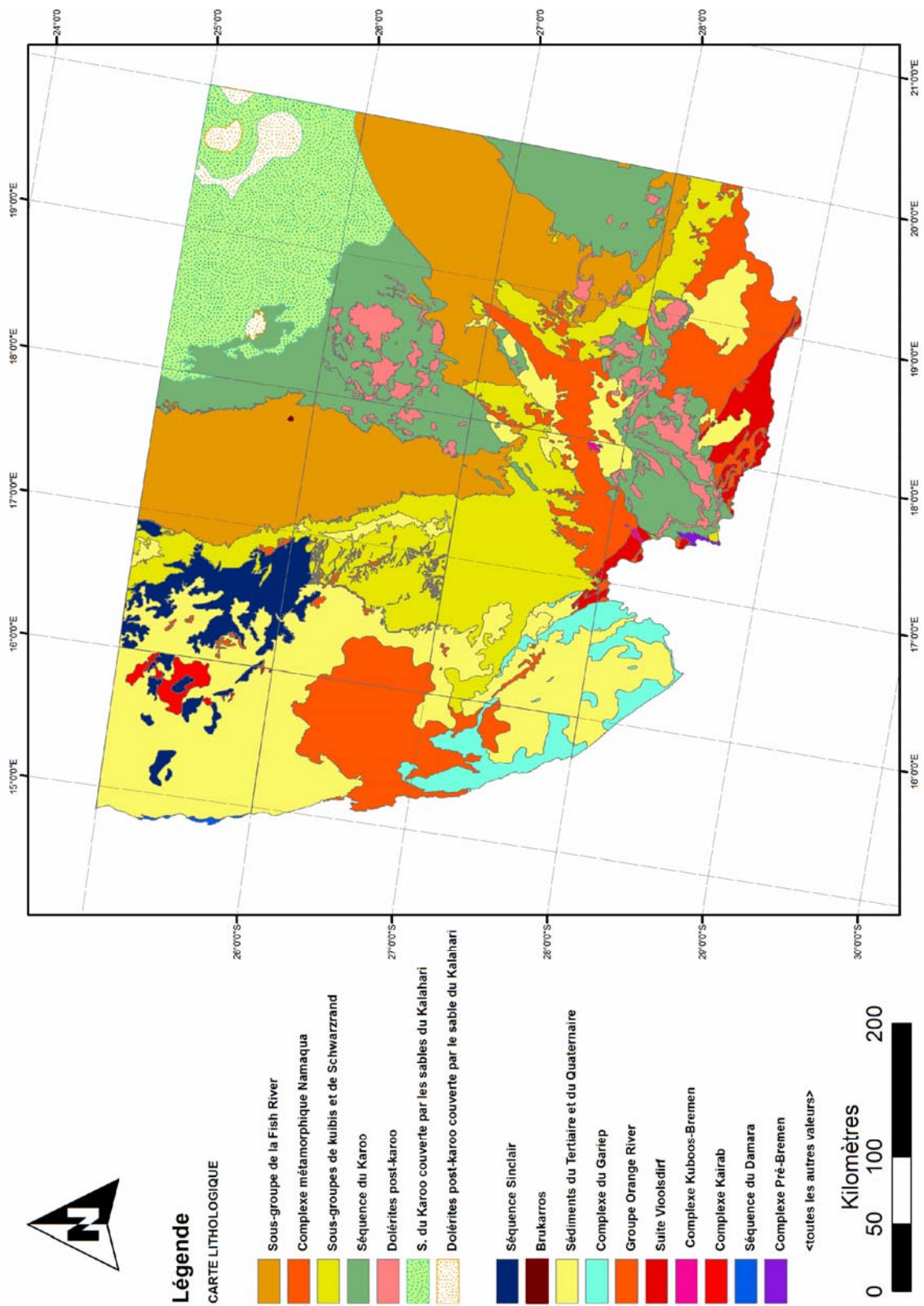


Figure 3.3- Carte des formations du Sud de la Namibie dressée à partir des cartes géologiques au 1/250 000.

II.2- Description des roches du Sud de la Namibie

Le secteur d'étude montre une très large variété de roches. La carte de la figure 3.3, réalisée à partir des cartes géologiques au 1/250 000 du Sud de la Namibie, présente la répartition spatiale des principales formations. Dans la littérature, la hiérarchisation de ces lithologies est assez complexe car, elles sont mal voire non datées. Elles ont été ainsi regroupées en groupes, formations, séquences ou complexes.

II.2.1- Le Groupe de l'Orange River

D'âge paléoprotérozoïque, ce groupe est formé en grande partie des métasédiments et des roches volcaniques. Au Sud du secteur d'étude, il est formé de gneiss, de schistes, de quartzites, de laves andésitiques, de métadacites et de métavolcanites et de roches purement volcaniques telles que : l'andésite, la dacite et la rhyolite.

II.2.2- La Suite Vioolsdrif

La Suite Vioolsdrif localisée au Sud du secteur d'étude, comprend des roches exclusivement intrusives : (leuco) granites, granodiorites, diorites, gabbro. Elle a été datée du Paléoprotérozoïque.

II.2.3- Le Complexe du Kairab

Il est constitué à la fois des roches métamorphiques dont les protolithes sont d'origine sédimentaire ou magmatiques et des roches plutoniques.

Les gneiss et les schistes variés, les métavolcanites mafiques ou felsiques, les migmatites, les schistes, les amphibolites et les métaquartzites constituent les principales formations métamorphiques d'origine sédimentaire ou volcanique de ce complexe. Les autres roches de ce groupe sont essentiellement d'origine plutonique. Il s'agit : des granites, des granodiorites, des tonalites métamorphosés en gneiss ; des métagabbros et des métadiorites. Elles ont résisté à l'altération et forment des buttes témoins au niveau de la plaine côtière. Toutes ces formations sont du Mésoprotérozoïque.

II.2.4- Le Complexe métamorphique de Namaqua

Au Mésoprotérozoïque (1800 – 1000 Ma), les matériaux issus de l'érosion des cratons du Congo et du Kalahari, sont transportés à la mer et vont constituer des roches sédimentaires d'origine détritique. Celles-ci, ainsi que les intrusions de roches magmatiques qui traversent l'ensemble à cette époque, vont subir un métamorphisme de faible à moyen degré à l'origine des roches de ce complexe.

Parmi les roches dont le protolithe est d'origine sédimentaire, on peut citer : les gneiss à biotite, les marbres, les schistes, les métaquartzites, les formations ferrugineuses, les amphibolites, les granulites, les chloritschistes.

Quant aux roches d'origine intrusive, ce sont des granito-gneiss leucocrates, des charnockites, des granodiorites gneissiques. Les plus importants affleurements se trouvent au Sud et à l'Ouest du secteur d'étude. Sur le terrain, le rubanement métatexitique reconnu dans les gneiss paradérivés, les distingue du faciès orthodérivé.

II.2.5- La Séquence Sinclair

D'âge mésoprotérozoïque, la Séquence Sinclair est constituée en grande partie des roches sédimentaires (grès, schistes, conglomérats, quartzites). Celles-ci résultent des de l'érosion des cratons du Congo et du Kalahari. On y trouve aussi quelques roches plutoniques (granites et granodiorites), volcaniques (rhyolites, dacites, laves felsiques, ignimbrites, etc.) et métamorphiques (gneiss). Ces formations sont essentiellement localisées au NNW du secteur d'étude où elles apparaissent sous forme de buttes témoins à la suite de l'érosion de la couverture.

II.2.6- Le Complexe du Gariep

Ce complexe est retrouvé au SW du secteur d'étude. Daté du Néoprotérozoïque comme la chaîne du Damara, le Complexe du Gariep est volcano-sédimentaire. La séquence sédimentaire est constituée de quartzites, de conglomérats, de shales, de schistes, de tillites, de calcaires, de phyllites, de mixtites et des marbres. Quant aux roches volcaniques, on trouve principalement des tufs volcaniques et des felsites.

II.2.7- La Séquence du Damara

Elle s'est mise place lors de la collision entre les cratons du Congo et du Kalahari (750 – 460 Ma). Dans la zone d'étude, elle est constituée des roches métamorphiques (quartzites) et

sédimentaires (marbres dolomitiques, conglomérats polygéniques) et apparaît plus au Nord proche de la ligne de côte.

II.2.8- Le Groupe de Nama

Il est néoproterozoïque à paléozoïque inférieur (650 – 530 Ma). Les dépôts de ce groupe se sont mis en place dans un bassin syntectonique d'avant-pays occupant une plateforme stable.

En effet, pendant l'orogénèse de la chaîne du Damara (fin Précambrien), un bassin marin peu profond s'est ouvert sur le craton du Kalahari. C'est dans cette mer peu profonde que se sont déposés les sédiments de ce groupe. On y trouve à la base des quartzites recouverts par les calcaires, les shales et les grès. Ce groupe plus concentré au centre de la région d'étude, présente aussi une extension vers l'Est.

Le Groupe de Nama est constitué de trois sous-groupes : le Sous-groupe de Schwarzrand, le Sous-groupe de Kuibis et le Sous-groupe de la Fish River ;

- *Les Sous-groupes de Schwarzrand et de Kuibis*

Les roches de ces deux sous-groupes sont les plus anciennes du Groupe de Nama et se sont déposées dans une mer peu profonde qui a envahi la plateforme de Nama après une transgression marine majeure. Il s'agit : de conglomérats de base, de grès, de shales et de quartzites.

- *Le Sous-groupe de la Fish River*

C'est la plus jeune formation de ce groupe. Elle est constituée de matériaux issus de l'érosion de la chaîne du Damara et transportés depuis le Nord par les rivières vers la plateforme Nama au Sud. Le faciès dominant est le grès rouge. Il est parfois interstratifié avec des shales (rouges ou gris). On y trouve aussi des quartzites et parfois des conglomérats de base.

Par ailleurs, le Groupe de Nama est très riche en fossiles. C'est dans ce groupe qu'a été décrite en 1908, pour la première fois, la fameuse faune Ediacara datant du Précambrien. C'est également dans ce groupe que la plus vieille coquille *Namacalatus* datée 548 Ma, a été découverte en 1990 (jamais rencontrée nulle part ailleurs au monde).

II.2.9- La Province ignée Kuboos – Bremen

Agé de 520 Ma, cette province comme son nom l'indique est composée des roches plutoniques : granites et syénites alcalins d'âge néoprotérozoïque. Ces roches sont très faiblement représentées au Sud de la Namibie.

II.2.10– La Séquence du Karoo

La Séquence du Karoo couvre une grande partie de l'Afrique du Sud. Elle date du Carbonifère supérieur au Jurassique inférieur c'est-à-dire entre 300 et 180 MA. Au Sud de la Namibie, le Karoo est formé du Sous-groupe ECCA et de la Formation de Dwyka. Ces formations affleurent à l'Est et au Sud du secteur d'étude et sont par endroits, recouvertes par les sables du Kalahari (Fig.3.3).

- *La Formation de Dwyka*

La sédimentation du Karoo a commencé pendant la glaciation permo-carbonifère avec le dépôt des tillites, des turbidites, des boues consolidées et des grès (Truswell, 1977). Ces roches constituent la formation de Dwyka qui correspond à des faciès glacio-marins à glacio-fluviaux au Sud de la Namibie mais essentiellement continentaux au Nord (Visser, 1989).

A la fin de la formation de Dwyka, la fusion des blocs de glace a fourni beaucoup d'eau, ce qui a favorisé la mise en place d'un environnement avec d'énormes lacs et rivières. Par conséquent, cette formation est couverte de shales détritiques gris à vert, de boues, de calcaires, de grès et de houille portant les shales de la Formation Prince Albert.

- *Le Sous-groupe ECCA*

Il englobe quatre principales formations : la Formation Prince Albert, la Formation de Whitehill, la Formation d'Aussenkjeu et la Formation d'Amibberg. Les roches varient d'une formation à l'autre et au sein d'une même formation d'un endroit à l'autre. Dans l'ensemble, ce sont des shales de couleurs variées, des grès, des limons, des schistes et par endroits du calcaire. Le détail est indiqué dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2- Synthèse des grands traits morphologiques et principales formations du bassin du Karoo. Les principales formations du Karoo du Sud de la Namibie décrites plus haut sont en bleu.

| Age | Groupe | Epaisseur | Principales roches | Environnement de dépôt | Fossiles et autres marqueurs |
|--------|-------------------|-----------|---|---|--|
| 183 Ma | DRAKENSBERG | >2 000 m | Coulées de laves basaltiques nourries par les dykes doléritiques du Karoo | Rifting à l'échelle continentale et volcanisme effusif | Pas de fossiles |
| 198 Ma | FORMATION CLARENS | < 300 m | Grès à grains fins et siltite | Dépôts éoliens, désert couvert de dunes et oueds occasionnels | Dinosaures et fossiles de poissons par endroits |
| 215 Ma | FORMATION ELLIOT | < 500 m | Pélite rouge marron à vert avec des grès interstratifiés | Système de rivières sinueuses sur une plaine alluviale semi-aride à aride | Dinosaures, Massospondylus, Euskelosaurus et Tortoise ancienne |
| 240 Ma | FORMATION MOLTENO | < 600 m | Alternance entre grès, pélites et shales Fins lits de charbon | Rivières en tresses sur de vastes plaines inondées avec une importante végétation | Abondants fossiles de plantes et d'insectes, traces de Dinosaures et filons houillers |
| 250 Ma | BEAUFORT | < 7 000 m | Pélites gris-vertes à rougeâtres, chenaux gréseux, lits minces au Nord du bassin central du Karoo | Vastes plaines alluviales inondées recoupées au Nord par des rivières méandriformes et habitées par | Abondants fossiles vertébrés, notamment les Thérapsidés, la limite de l'extinction Permo-Trias au dessus du groupe Beaufort. |
| 260 Ma | ECCA | < 3 000 m | Shales sombres, quelques couches de grès et de charbon ; Au Sud, sédiments sous-marin épais et au Nord, sédiments | Au Sud, bassin profond et cône sous-marin. Au Nord, rivières, plateau continental peu profond et | Montagne blanche de shales au Sud Flore de Glossopteris et épaisses couches de charbon |
| 300 Ma | DWYKA | < 700 m | Tillites non triés, shales fins ; plus épais au Sud | Moraines (glaciaires) et morceaux de glace flottante | Striage glaciaire sur les roches du socle |

II.2.11- Le Complexe Post-Karoo

Il représente une partie importante du volcanisme de cette région (Fig.3.3). Les sills et dykes doléritiques qui le constituent, marquent la rupture du Gondwana et la formation de l'océan atlantique au Crétacé. Ce complexe s'individualise à l'Est du domaine d'étude où l'on remarque que certaines dolérites affleurent (sous l'effet de l'érosion) et d'autres sont recouvertes par les sables du Kalahari.

II.2.12- La Séquence du Kalahari

La sédimentation du bassin du Kalahari est liée à la rupture du Gondwana et au soulèvement des marges continentales depuis 120 Ma. Après la formation de l'escarpement côtier, une large dépression liée à la subsidence du plateau s'est ouverte au milieu du sous-continent, donnant naissance au bassin du Kalahari (Fig. 3.4). Ce dernier accueille une grande quantité des matériaux d'érosion depuis les hauts plateaux.

Une partie de cette séquence s'est mise en place au Nord-Est du secteur d'étude. Elle est constituée de sables rouges (qui forment de grandes dunes), de conglomérats, de grès et de shales continentaux. Les calcrètes très répandues dans tout le pays y sont également observées.

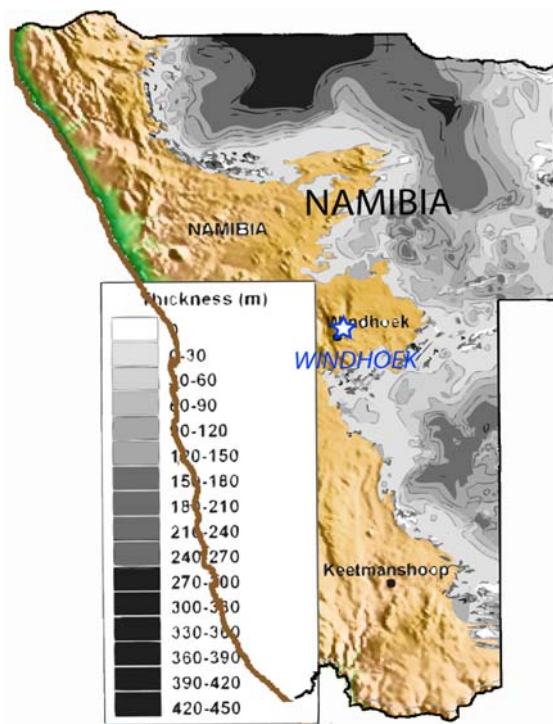


Figure 3.4- Carte montrant l'étendue et la variation de l'épaisseur de la séquence du Kalahari en Namibie.

II.2.13- Le désert du Namib et ses formations

Situé entre l'océan atlantique et l'escarpement occidental, le désert du Namib est étiré sur 1400 km de long et entre 20 et 140 km de large entre les fleuves Cunene au Nord et Orange au Sud. C'est le désert le plus ancien et le plus extrême au monde. Cox (1992), lui attribue un âge de 80 Ma (Crétacé supérieur). La portion qui fait partie du secteur d'étude, excède les 400 km de long.

Les effets du courant froid de Benguela (Siesser, 1980), les vents continentaux SW chauds et secs (Heine, 1987) et dans une moindre mesure, les remontées d'eau marine froide ont généré ce grand erg dont les dunes sont les plus spectaculaires du monde (Fig. 3.5).



Figure 3.5- Photo d'une dune en forme de « croissant » prise lors de la mission de terrain en Septembre 2009 (F. Mvondo, 2009).

Quand il n'est donc pas recouvert de dunes de sables, le désert côtier de Namibie est constitué d'affleurements de roches : (leuco)granites et roches métamorphiques antécambriennes de la Séquence Sinclair et du Complexe métamorphique Namaqua ; marbres, dolomies, quartzites et conglomérats de la Séquence du Damara. Ces roches protérozoïques sont traversées par de multiples dykes de basalte. Leur âge crétacé (130 Ma) et leur orientation N-S montrent qu'ils sont contemporains de l'ouverture de l'Atlantique sud.

Une région d'inselbergs constituée des granites et granodiorites de la Séquence Sinclair et des grès, schistes et quartzites du Complexe de Kairab se dresse dans le Namib au Nord de la zone d'étude.

CONCLUSION

Le Sud de la Namibie est constitué d'une grande variété de formations d'âge archéen à actuel. Ces formations retracent le contexte géodynamique qui a prévalu : formation de la chaîne du Damara, mise en place des trapps basaltiques d'Etendeka, accréction crustale etc.. Sous l'effet des oscillations climatiques intervenues au cours du temps, plusieurs de ces formations ont été érodées et s'observent aujourd'hui sous forme de vastes surfaces d'aplanissement dont je vais étudier l'évolution.

CHAPITRE 4

DONNEES, OUTILS ET METHODES

CHAPITRE 4

DONNEES, OUTILS ET METHODES

Pour discuter de l'évolution topographique du Sud de la Namibie, nous utilisons différentes données constituant une base de données originale. Celle-ci permet de concilier deux approches de la géomorphologie : (1) une approche classique qui analyse la morphologie en s'appuyant sur les cartes géologiques, les images aériennes ou satellitaires et dont les résultats sont confrontés avec les données de terrain et (2) une approche essentiellement numérique basée sur l'utilisation des Modèles Numériques Terrain (MNT) et leur interprétation. L'intérêt de cette dernière approche réside dans l'apport des cartes thématiques variées dont l'analyse facilite la caractérisation de certains phénomènes naturels (incision, aplanissement, surrection, etc.). Compte tenu du type de données à la base des MNT, les traitements informatiques sont particulièrement adaptés à leur manipulation et à l'extraction d'informations géologiques.

Nous présentons dans ce chapitre, les données utilisées dans cette partie de la thèse, les méthodes et l'intérêt de traitement des données à la base des MNT.

I- DONNEES

Quatre sources de données sont utilisées dans cette étude : les images satellitaires landsat et de Google Earth, les cartes géologiques, les données de terrain et les données SRTM.

I.1- Images landsat et de Google Earth

Les images landsat sont issues de la MrSID (Multi-resolution Seamless Image Database). Associées aux images de Google Earth, elles nous ont donné des informations sur le relief, la tectonique et la nature du sol. Leur interprétation a été faite visuellement du fait de leur qualité et du faible couvert végétal de la région.

I.2- Cartes géologiques

Nous avons utilisé les cartes géologiques du Sud de la Namibie au 1/250 000. Elles constituent une première base de données qui apporte les informations sur la lithologie, la structure et le champ de failles.

I.3- Données de terrain

Les données d'analyse de terrain ont été acquises au cours d'une mission de deux semaines faite en Namibie en septembre 2009. Elles ont permis de discuter nos résultats théoriques.

I.4- Données SRTM

Les Modèles Numériques de Terrain utilisés dans le cadre de cette thèse, sont produits à partir des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Il s'agit des données de relevés topographiques en 3D acquises par deux organismes américains de la défense : la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) au cours d'une mission réalisée en 2000 par la navette Endeavour (STS-99). Cette mission a permis de cartographier près de 80 % des terres émergées du globe terrestre à la résolution d'une seconde d'arc (30 m). Les données correspondant à cette résolution sont qualifiées de SRTM-1.

L'information géographique étant une donnée stratégique importante dans le domaine de la défense et de l'économie, la diffusion de ces données fut dans un premier temps interdite. Par la suite, elles ont subi une altération volontaire : passage de la résolution d'une seconde d'arc aux résolutions de trois secondes d'arc, soit 90 m (SRTM-3) et de trente secondes d'arc ou 1 km (SRTM-30). Seules les données SRTM-3 et SRTM-30 sont rendues publiques, les cartes à la résolution de 30 m nécessitent une autorisation pour leur utilisation.

Nous utilisons pour nos travaux les données SRTM-3 téléchargées gratuitement à partir du serveur FTP suivant le lien: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SWBDeast/>

II – OUTILS

Les données SRTM sont des données brutes car n'ont pas bénéficié des traitements de correction qui sont une étape nécessaire à la création des MNT. Nous utilisons pour ce faire, ArcGIS, un logiciel de type Système d'Information Géographique distribué par ESRI France. Ce logiciel possède trois applications principales permettant de travailler dans un environnement Windows : ArcToolbox, ArcCatalog et ArcMap.

- ArcToolbox dispose d'outils permettant les conversions entre fichiers et leur géoréférencement.
- ArcCatalog permet de gérer les fichiers correspondant à la session de travail, il remplace l'utilisation de l'explorateur Windows en ce qui concerne les objets ArcGis.
- ArcMap est l'application majeure qui permet de créer les cartes et dispose d'outils nécessaires pour leur affichage et leur mise en page.

D'autres logiciels ont été associés à ArcGis. C'est le cas de Kaleidagraph, un logiciel tableur-grapheur qui nous a permis de réaliser des profils topographiques (transversaux et longitudinaux) à partir des données importées d'ArcMap. C'est également le cas des logiciels de traitement d'images et de redimensionnement (Adobe Photoshop) et de dessins vectoriels (Adobe Illustrator).

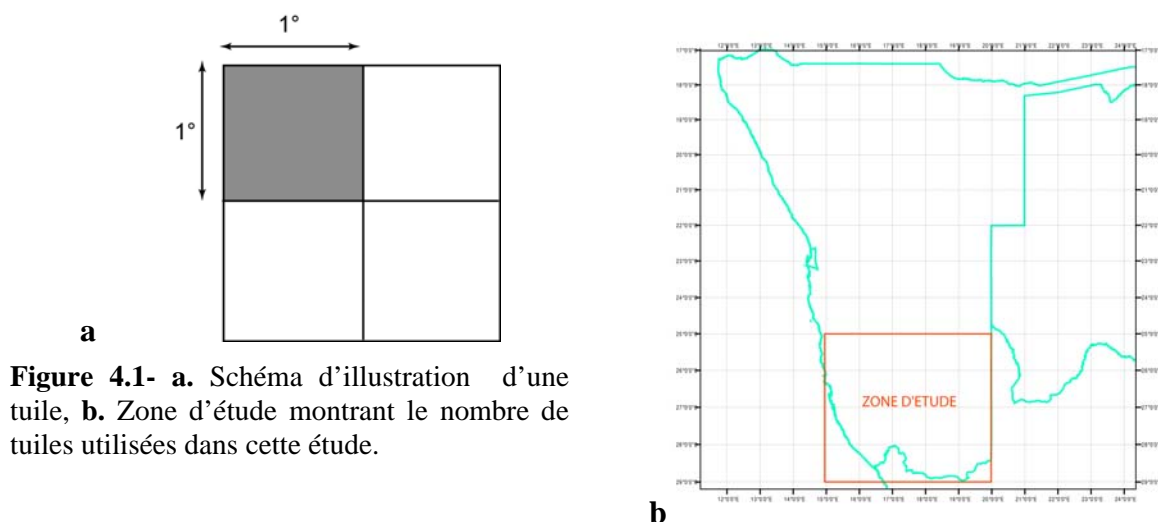
III- METHODES DE CREATION DES MNT ET DES CARTES DERIVEES

La méthodologie de traitements des données SRTM pour la création des MNT et des cartes associées est assez complexe. Nous présentons ici une version simplifiée de cette méthodologie, la version détaillée est consignée en **annexe A**.

III.1- Comment générer les MNT à partir des données SRTM ?

Les fichiers SRTM-3 que nous utilisons sont des données au format .hgt. Ces fichiers découpent le planisphère en carrés de $1^\circ \times 1^\circ$. Chaque carré correspond à une tuile (Fig. 4.1a). Ces fichiers sont nommés «**NxxWyyy.hgt** », où **Nxx** et **Wyy** désignent les coordonnées du coin inférieur gauche en termes de latitude et de longitude. Par exemple, la tuile S27E016.hgt, signifie qu'on est à 27° de latitude sud et 16° de longitude est.

Notre zone couvre au total 20 tuiles (de la latitude 25°S à la latitude 29°S et de la longitude 15°E à la longitude 20°E) (Fig. 4.1b).



L'obtention du MNT à partir des données SRTM-3 se fait sous ArcMap. L'exemple utilisé pour présenter la méthode est une tuile de $1^\circ \times 1^\circ$, soit 110 km x 110 km. Deux étapes sont essentielles :

- (1) création d'un fichier .bil par modification de l'extension d'un fichier .hgt initial,

(2) puis édition d'un fichier d'entête .hdr définissant les caractéristiques de la tuile et compatible avec ArcMap. Ce fichier est placé dans le même dossier que le fichier .bil précédemment créé. Ce qui permet à ArcMap de lire le fichier .bil et de le traduire en image raster.

La première image obtenue n'est cependant pas exploitable (qualité et informations liées) car les données SRTM présentent souvent des carences d'informations comblées par la valeur aberrante «-32768» (Fig. 4.2a). Ces zones sans informations constituent des « trous » et sont dus soit à une mauvaise interprétation par le radar des zones de rivage le long des côtes, soit à la présence de nombreuses couvertures nuageuses sur certaines zones. Pour rendre le MNT créé exploitable, nous l'avons :

(1) géoréférencé : ce qui permet de travailler dans la projection du pays de la zone d'étude et de pouvoir ainsi le superposer à d'autres cartes à fin de mieux croiser les informations. Mais ce changement provoque souvent une rotation de l'image (Fig. 4.2b). Le géoréférencement se fait dans ArcCatalog.

(2) Marqué les trous : cette étape consiste à supprimer les incohérences occasionnelles (altitudes trop hautes ou trop basses), ou, dans certains cas, à retrouver les lignes de rivages. Sachant que l'altitude la plus élevée de notre zone d'étude ne dépasse pas 3000 m, nous avons transformé toutes les valeurs défectueuses à la valeur -1. Cette opération a été faite grâce à la calculatrice raster (extension d'ArcMap). Le script suivant a été utilisée « con ([nom MNT]>3000, -1, [nom MNT]) ». Il permet de ramener toutes les altitudes supérieures à 3000 m à la valeur -1 et pour celles qui sont inférieures à ce nombre, la lecture est normale (Fig. 4.2b).

(3) Bouché les trous : cette opération permet d'obtenir un MNT cohérent grâce à une série d'interpolations et d'extrapolations qui permettent d'attribuer des valeurs aux zones qui en étaient dépourvues en utilisant les valeurs des pixels voisins (Fig. 4.2b). La fonction "Spatial Analyst Plus" permet d'obtenir un bon résultat.

(4) Enfin, étant donné que notre zone de travail renferme 20 tuiles différentes, il est fastidieux de travailler avec tant de fichiers. Nous les avons assemblés grâce au programme écrit par YVES QUETE (Géosciences Rennes) dénommé programme C : Assemble_HGT3. La mosaïque obtenue est utilisée pour la production des "cartes dérivées".

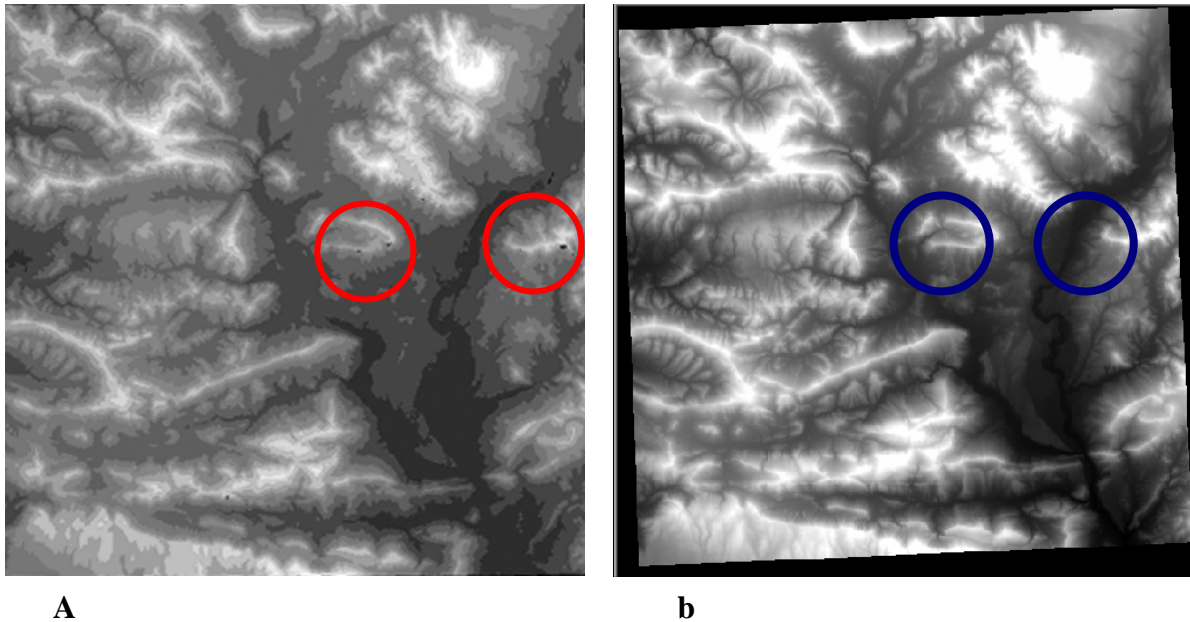


Figure 4.2- Exemple d'une dalle de MNT ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$, soit 110 km x 110 km) ayant subi des traitements. **a.** MNT non géoréférencé présentant des « trous » (cercles rouges) **b.** Impact du changement de projection (marqué par le basculement de l'image) et du bouchage des « trous » (cercles bleus) sur le même MNT.

III.2- Comment obtenir les cartes dérivées des MNT ?

Plusieurs cartes peuvent être dérivées du MNT, tout dépend de l'usage qu'on veut en faire. Dans le cadre de notre étude, où la question essentielle porte sur l'évolution topographique, nous avons ciblé un certain nombre de cartes susceptibles de fournir des informations nécessaires : les cartes d'exposition, de pentes, d'ombrage et du réseau hydrographique. La production de ces cartes se fait à partir de deux extensions du logiciel ArcGis : "3D Analyst" pour les trois premières et "Spatial Analyst Plus" pour le réseau hydrographique.

III.2.1- Carte d'exposition

Cette carte présente les différentes facettes du relief en fonction leur orientation ou leur pendage. Elle peut aussi être révélatrice des structures géologiques (Failles, escarpements) (Fig. 4.3).

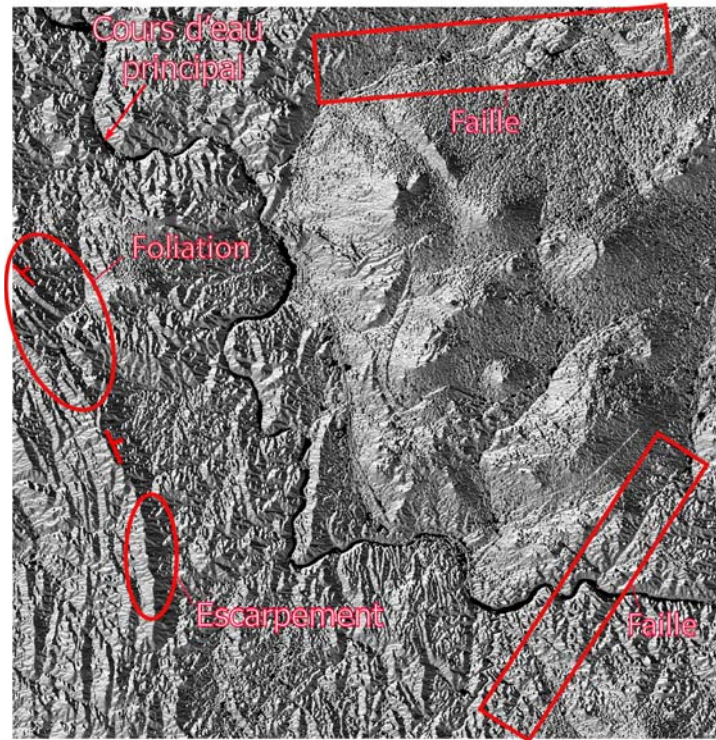


Figure 4.3- Carte d'exposition extraite automatiquement du MNT basique. Dans une telle carte, il est possible de localiser le réseau hydrographique, les plans de foliations, les failles ou des escarpements.

III.2.2- Carte des pentes

Le calcul des pentes permet d'apprécier le raccord entre les différents niveaux topographiques (présence d'escarpement ou de falaise par exemple) et de ce fait permet aussi de compléter certaines signatures morphologiques d'ordre tectonique ou lithologique non perçues dans le traitement ombrage (Fig. 4.4).

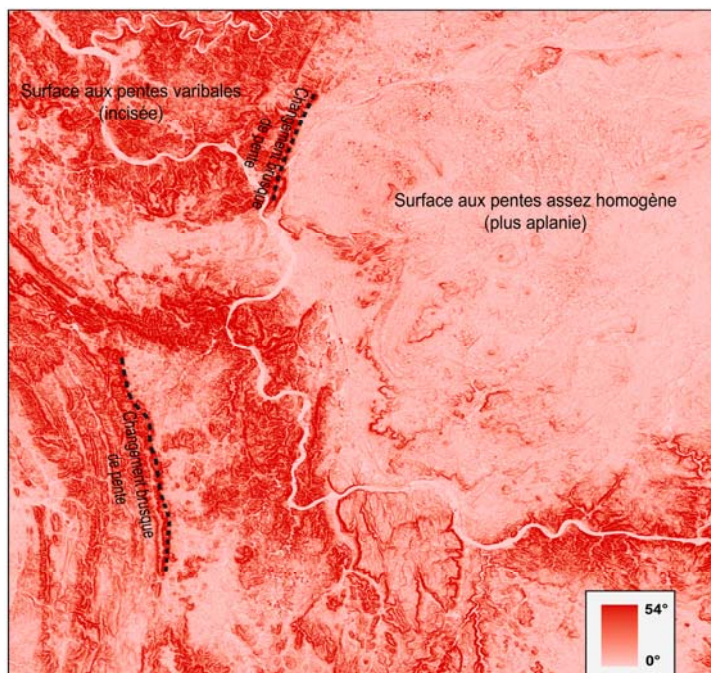
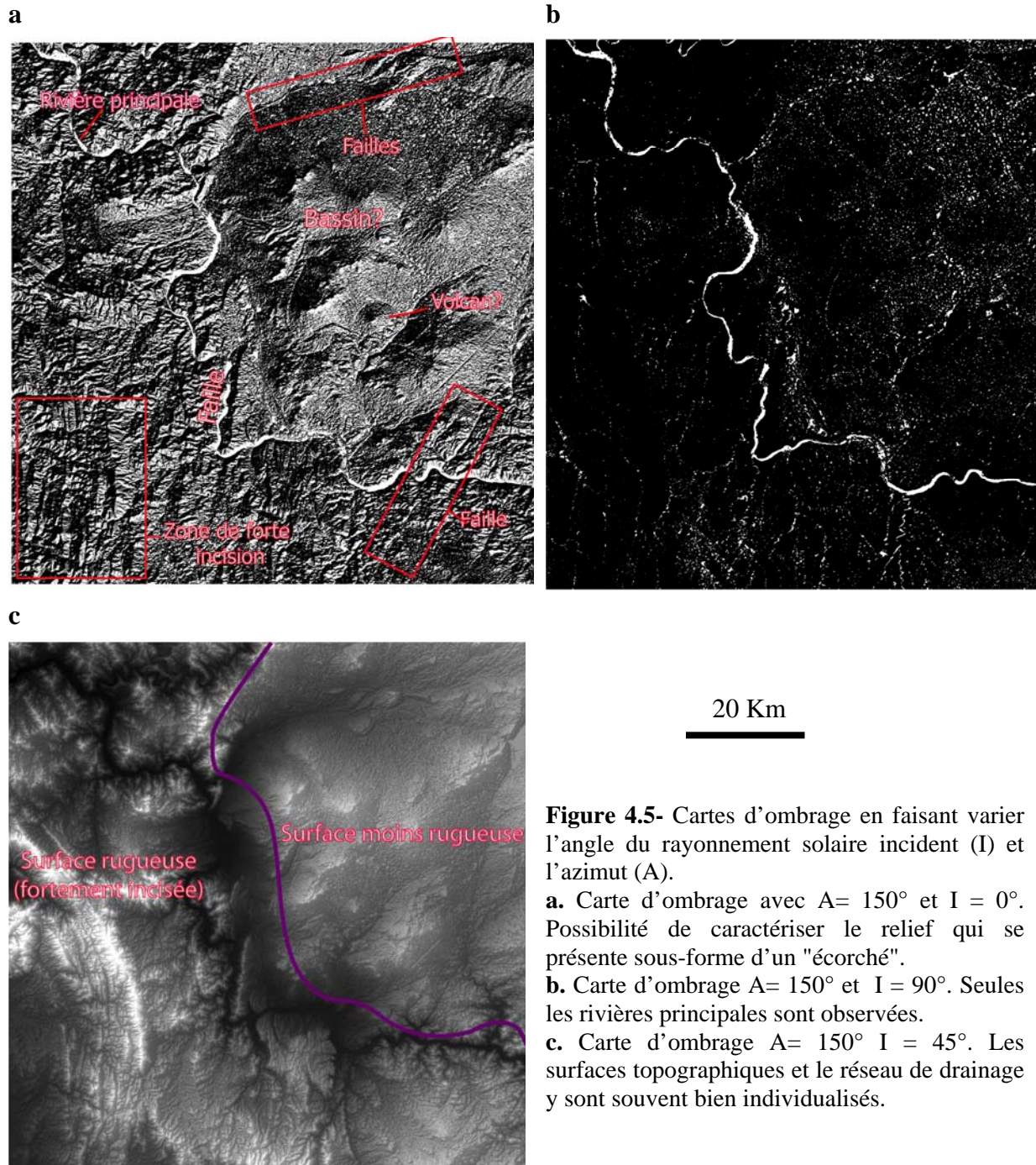


Figure 4.4- Carte des pentes obtenue à partir d'une tuile de données SRTM. Sur fond de cette carte, on identifie des niveaux (surfaces) topographiques à partir de la variation des pentes (ligne en pointillé). Les jonctions entre ces surfaces peuvent être brutaux (escarpements, falaises) ou doux (le passage d'une surface à une autre est progressif).

III.2.3- Carte d'ombrage

L'intérêt de ce traitement réside dans la possibilité qu'elle offre de pouvoir visualiser les variations et les détails du relief en faisant varier l'angle du rayonnement solaire incident. La carte d'ombrage est un bon guide pour l'identification et la cartographie des surfaces d'aplanissement et les lignes de grands escarpements.



Mais, cette méthode présente aussi quelques limites. En effet, lorsque l'angle incident est égal à 0° , seules les grandes vallées et les régions assez hautes peuvent être facilement individualisées car, les rayons solaires atteignent parallèlement la surface d'observation (Fig. 4.5a). A 90° , par contre, les rayons solaires tombent plutôt perpendiculairement à la surface d'observation, rien n'est presque observé à cause d'un flux lumineux très élevé (Fig. 4.5b). Les meilleures observations sont obtenues pour une inclinaison de 45° et un azimut de 150° (Fig. 4.5c). De même, les pentes parallèles à la direction d'éclairage ne sont pas visibles sauf si elles ont une certaine rugosité.

III.2.4– Carte du réseau hydrographique

Cette carte a une importance majeure en géomorphologie car elle permet non seulement de caractériser la géométrie des réseaux de drainage et les bassins versants associés, mais aussi elle est utilisée pour analyser indirectement la géologie (Fig. 4.5). C'est ainsi que la densité du réseau, la nature des angles de confluence, certaines linéarités hydrographiques ou les changements brusques de directions de certains cours d'eau sont souvent assez révélateurs de la tectonique. Les lignes de partage des eaux peuvent refléter dans certains cas la limite des formations géologiques. C'est enfin sur la base de cette carte, que nous avons réalisé des profils en long qui seront utilisés pour caractériser l'incision ainsi que l'état d'équilibre des rivières.



Figure 4.5- Carte théorique du réseau de drainage obtenue à partir d'une tuile de MNT. Identification de bassin versant, de rivière principale (en orange), de failles. La ligne de partage des eaux (en pointillé) sépare deux géométries différentes du réseau et pourrait correspondre à un contour géologique.

III.3 – Réalisations des coupes

Deux types de profils sont analysés dans ces travaux à partir de l'utilisation conjointe de deux logiciels : ArcGis et KaleidaGraph.

III.3.1- Profils topographiques transversaux

Les profils transversaux sont réalisés à partir du MNT, grâce au module "Easy Profiler 9.1" qui permet de faire les traits de coupe et d'exporter sous KaleidaGraph, la table attributaire du fichier des points créés qui contient les attributs indiquant les coordonnées des points tracés (Xcoor, Ycoor), leur altitude sur le MNT référence (Zcoor), la distance cumulée depuis le début de la coupe (Z). Les profils sont ensuite réalisés grâce à l'"Assistant graphique" de Kaleidagraph. Dans une zone désertique comme le Sud de la Namibie, ces profils constituent un bon support pour mieux caractériser la topographie (escarpements, incision).

III.3.2- Profils longitudinaux

Les profils longitudinaux des rivières s'obtiennent à partir des chemins d'écoulement préalablement réalisés. La procédure de leur obtention est similaire à celle des profils transversaux. L'intérêt de l'étude de ces profils est qu'ils : (1) donnent l'information sur l'évolution des rivières (état d'équilibre dynamique), (2) permettent de localiser les "knick points" (discontinuités de pentes dans les profils longitudinaux des rivières) ou (3) permettent de caractériser l'incision et la tectonique.

Pour mieux caractériser les profils en long et comprendre l'état de maturité de nos rivières et si possible estimer l'impact de l'incision, nous avons réalisé deux autres types de profils : le profil théorique d'équilibre et profil de différence entre les profils en long de la rivière (Fig. 4.7).

En se basant sur la loi de Hack (1973), qui présente le profil d'équilibre d'une rivière dans une lithologie unique comme une ligne droite quand on le représente en échelle semi-logarithmique, nous avons déterminé une équation qui tient compte de la plus grande valeur d'altitude et de la plus grande distance horizontale afin de l'appliquer pour n'importe quelle rivière, en utilisant les critères de l'équation générale de la droite en système de coordonnées cartésiennes ($y - y_0 = ((y_1 - y_0) / (x_1 - x_0)) * (x - x_0)$) auxquels, on a ajouté la composante logarithmique (I) :

$$A_N = A_m + (((A_M - A_m) / (\log L_m - \log L_M)) * (\log L_i - \log L_M)) \quad (I)$$

A_M = Altitude maximale A_m = Altitude minimale, L_m = Distance minimale
(avec $L_m \geq 1$)
 A_N = valeur normalisée L_i = Valeur de la distance pour
d'altitude à l'équilibre qu'on chaque point considéré par
veut calculer rapport à l'amont.

Le but est de comparer le profil en long d'une rivière avec son profil théorique et de mesurer si possible la quantité de déviation qui se traduit en termes de soulèvement et/ou d'érosion (Fig. 4.7).

Le profil de différence quant à lui, est une courbe qui représente la différence entre les valeurs de la courbe originale et la courbe de référence à l'équilibre. L'altitude utilisée pour réaliser ce profil est obtenue à partir de l'équation (II) ci-dessous :

$$DI = A - A_N \quad (II)$$

D_I = Déviation instantanée,
 A = Altitude originale
 A_N = Altitude normalisée

En général, quand le paramètre D_I est positif, la courbe se trouve sur le niveau de référence et peut être interprétée comme la quantité de soulèvement ou la quantité de matériaux qui n'ont pas pu être déplacés par l'érosion à cause d'une activité tectonique intensive à court terme. Nous n'avons pas appliqué le profil de différence dans ce travail.

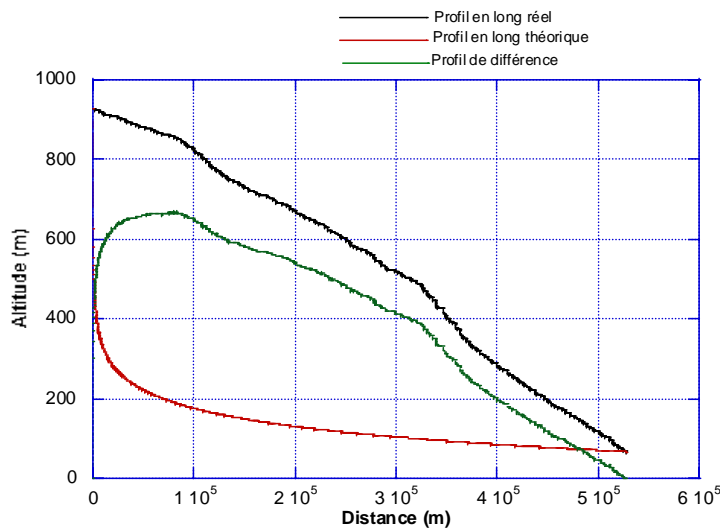


Figure 4.6- Représentation des profils longitudinaux réel, théorique et de déviation de la Fish River.

III.4 - Réalisation des « knick zones »

Les ruptures de pentes ou « knickpoints » sont des discontinuités de pentes dans les profils longitudinaux des rivières (Seidl et Dietrich, 1992). Elles peuvent témoigner soit une variation de la lithologie (Hack, 1973 ; Holland et Pickup, 1976 ; Miller, 1991 ; Goldrich et Bishop, 1993), soit un déséquilibre érosif consécutif d'une chute de niveau de base (Hack, 1973 ; Gardner, 1983 ; Schumm *et al.*, 1987 ; Seidl et Dietrich, 1992 ; Goldrich et Bishop, 1993), soit la présence d'un escarpement de faille active ou simplement une zone de déformation active (Reed, 1981 ; Seeber et Gornitz, 1983), enfin une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992).

CONCLUSION

Les Modèles Numériques de Terrain constituent une base de données altimétriques très importante à partir de laquelle, on peut dériver une multitude de cartes thématiques variées (ombrage, pentes, exposition, réseau de drainage, etc.). En dépit d'un manque de données attributaires associées à ces cartes, elles constituent de très bons supports pour la description, la caractérisation et l'analyse des éléments de la géomorphologie (escarpements, surfaces d'aplanissement, failles, incision, terrasses, ruptures de pente etc.). Leur intégration dans un Système d'Information Géographique (SIG), renforce les méthodes d'analyse spatiale, notamment lorsqu'il s'agit de la topographie d'une région.

CHAPITRE 5

LA TOPOGRAPHIE DU SUD DE LA NAMIBIE

CHAPITRE 5

LA TOPOGRAPHIE DU SUD DE LA NAMIBIE

La question de la topographie très élevée des marges péri-atlantiques sud-ouest africaines fait l'objet de nombreuses études depuis plus d'une décennie. Dans la marge namibienne, la question a été abordée récemment à la suite d'apparition de nouvelles méthodes géochimiques (traces de fission sur apatite et isotopes cosmogéniques) (Gallagher & Brown, 1999 ; Brown *et al.*, 2000 ; Raab *et al.*, 2002) et sismiques (Pether *et al.*, 2000). Sur le plan géomorphologique, les quelques études réalisées se rapportent essentiellement aux plages soulevées de Sperrgebiet dans le désert du Namib (Partridge & Maud, 1987 ; Partridge & Maud, 2000b) ou à l'incision du grand escarpement (Aizawa *et al.*, 2000) bordant le pays, même si les avis divergent encore sur son origine. Peu d'études tentent de relier la partie interne et le relief côtier (Deschamp *et al.*, en correction).

Dans cette étude, nous tentons d'aborder la question à différentes échelles en utilisant une nouvelle source d'information : les Modèles Numériques de Terrain. Il s'agit à partir des techniques numériques de la géomorphologie quantitative sur MNT décrites au chapitre précédent, d'analyser la morphologie du Sud de la Namibie et au travers mettre en évidence des indices morphologiques permettant de discuter à la fois de la déformation de la marge à terre au Cénozoïque et du développement des grandes surfaces d'aplanissement. Nous intégrerons les données d'analyse de terrain pour pouvoir discuter nos résultats.

I - LES SURFACES TOPOGRAPHIQUES DU SUD NAMIBIEN

La première étape va consister à décrire et caractériser les différents domaines morphologiques qui constituent la zone étudiée.

Ainsi, l'analyse du MNT du Sud de la Namibie obtenu à partir d'un traitement automatique des données SRTM (Fig. 5.1), montre une topographie bien contrastée avec des reliefs qui varient entre 0 et 2183 m d'altitude. L'étude détaillée de ces reliefs est faite grâce à une carte d'ombrage générée à partir du MNT de base. Cette carte montre qu'il s'agit d'un relief très hétérogène qui peut être structurée en trois grandes domaines : (1) la côte, (2) le domaine côtier et (3) le plateau interne (Fig. 5.2). En se basant sur la variation de l'incision et du pendage dans la zone d'étude, plusieurs surfaces d'aplanissement, souvent emboîtées, ont été identifiées au sein de chaque grand domaine. Plusieurs escarpements y ont été également mis en évidence (Fig. 5.3).

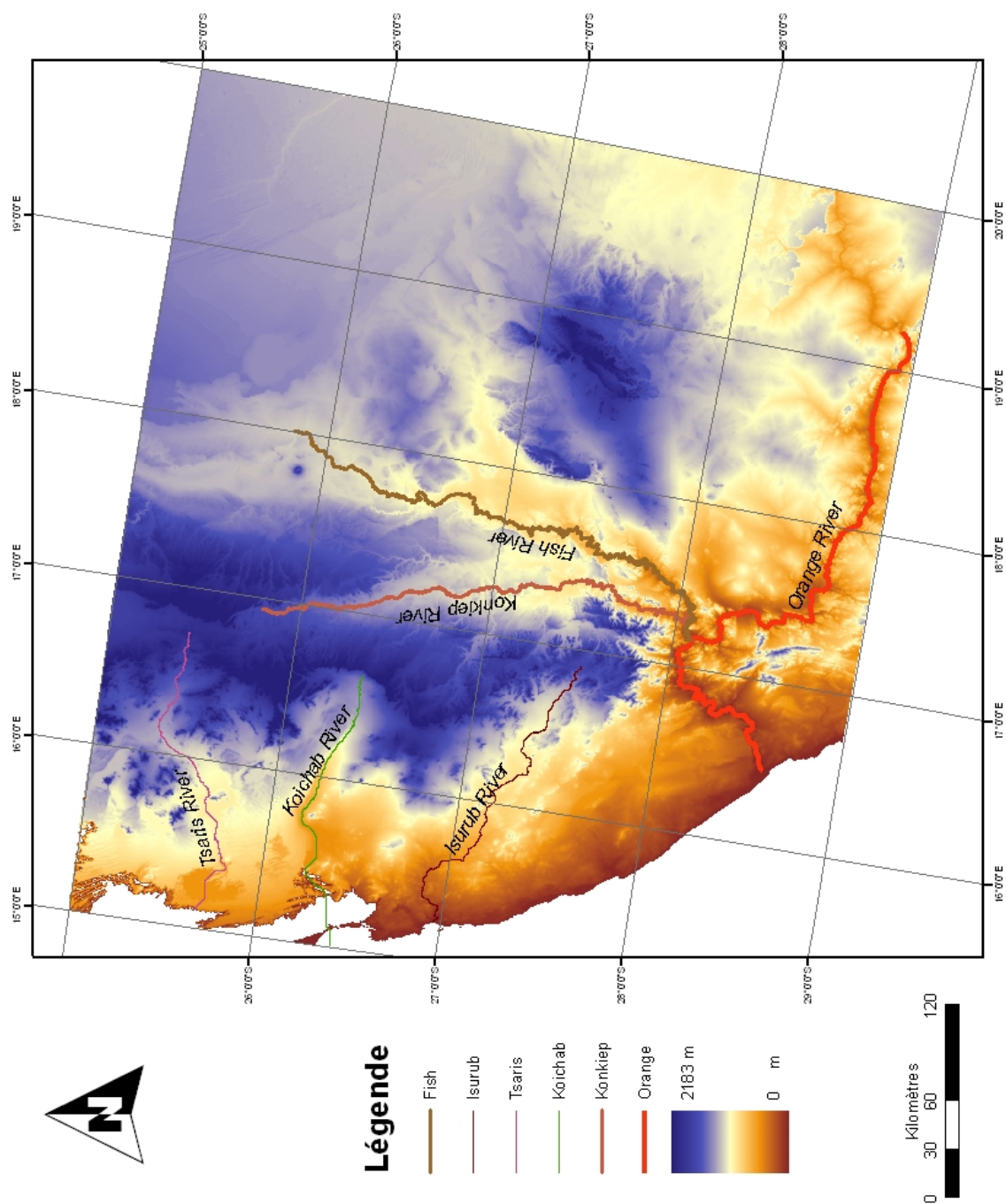


Figure 5.1- MNT du Sud de la Namibie, extrait automatiquement à partir des données SRTM.

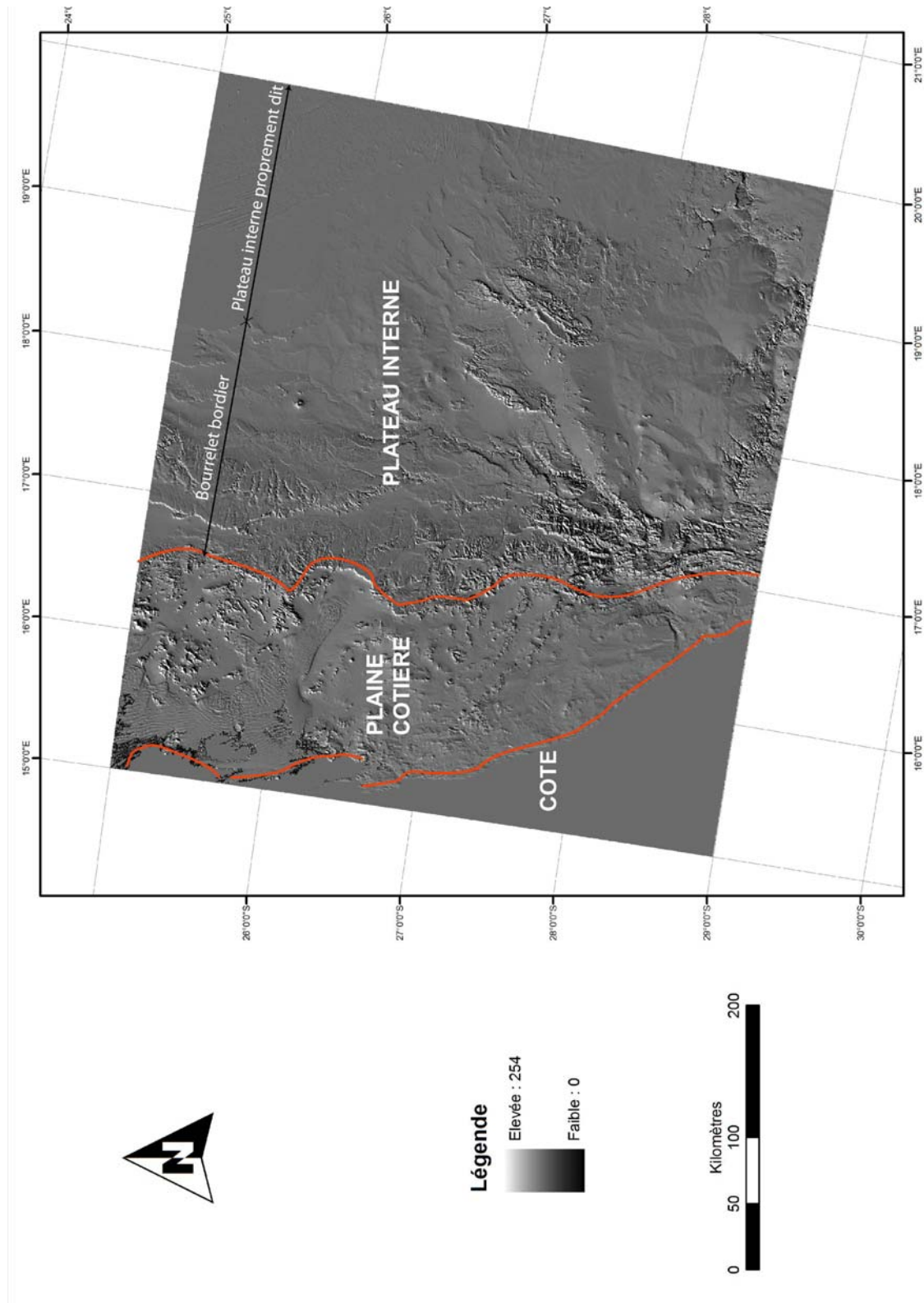


Figure 5.2- Carte d'ombrage du Sud de la Namibie obtenue à partir du MNT (inclinaison de 45° et azimut de 150). Cette carte permet de structurer la zone en 3 parties : la côte, la plaine côtière et le plateau interne.

I.1 – La côte

C'est la partie de la terre adjacente de l'océan atlantique dont les variations au cours du temps (eustatisme) ont eu une influence sur sa géométrie et sa morphologie. Après l'ouverture de l'océan atlantique à la fin du Jurassique, une longue évolution a affecté la ligne de côte sud-africaine depuis le Crétacé jusqu'à nos jours, en climat humide puis aride, dans un contexte de lent soulèvement d'ensemble de l'Afrique australe.

I.2 – Le domaine côtier

Il est limité à l'Ouest par l'océan atlantique et à l'Est par la première ligne d'escarpement majeur (E1) (Figs. 5.2 & 5.3). Entre l'océan et le grand escarpement s'étend le désert du Namib dont l'origine serait liée aux effets du courant froid de Benguela, amplifiés par les vents continentaux chauds et secs. La plaine côtière représente 25% de la surface couverte par le MNT. On y trouve au Nord, des reliques d'anciennes surfaces d'aplanissement sous forme de buttes témoins qui vont parfois au-delà de 600 m d'altitude. Au centre et au Sud, les reliefs sont plats et assez monotones d'altitude moyenne inférieure à 200 m. On y observe cependant quelques pointements volcaniques.

I.3 - Le plateau interne

C'est la partie la plus vaste de la région étudiée. Nous l'avons divisée en deux grandes entités : le « bourrelet bordier » et le plateau proprement dit.

I.3.1 - Le bourrelet bordier

Il tient son nom de la présence de plusieurs escarpements et d'un relief présentant plusieurs pics (Figs. 5.2 & 5.3). Parmi, ces escarpements, un seul est connu dans la littérature : l'escarpement occidental (E1), communément appelé "Grand Escarpement" et dont la hauteur atteint par endroits 1000 m. Le bourrelet bordier se présente aussi comme la zone la plus incisée avec des reliefs aux pentes parfois très abruptes (voir paragraphe I.4). On y identifie facilement deux surfaces : une surface intensément incisée et une surface moyennement incisée (Figs. 5.4 & 5.5).

La surface fortement incisée moins étendue en termes de superficie (8% de l'ensemble de la région), est séparée de la plaine côtière par le premier grand escarpement (E1). Son altitude moyenne varie entre 600 et 800 m, mais on note des points élevés pouvant atteindre jusqu'à 1380 m d'altitude. Cette surface se repère facilement au Centre-Sud de la zone d'étude par son modelé très disséqué. Cette dissection est l'œuvre des grands collecteurs de la région : le fleuve Orange et les rivières Konkiep et Fish. Cette dernière coule sous une

importante gorge : le canyon de la Fish River. Quelques petites zones de cette surface sont observées à l'Est du secteur d'étude.

La surface moyennement incisée à pendage vers l'Est, est localisée au Nord de la précédente. Son altitude moyenne est d'environ 1200 m. Le réseau hydrographique bien que toujours dense, est fait des rivières de faibles degrés de confluence, ce qui la rend moins incisée que la précédente. Elle occupe environ les 18% de la région d'étude. Sa bordure nord-est constitue le deuxième grand escarpement de la région (E2), falaise supérieure à 200 m, non encore décrit dans les travaux antérieurs.

I.3.2 - Le plateau interne proprement dit

Il fait suite au domaine d'escarpements précédent et est constitué de deux surfaces : une surface légèrement inclinée et ondulée et une surface lisse.

La surface légèrement inclinée et ondulée présente vers le Sud, une alternance de vallée et de collines. Son altitude moyenne oscille entre 1000 et 1400 m. Séparée de la précédente par la deuxième grande ligne d'escarpement (E2), cette surface renferme une série d'autres escarpements, mais moins importants (100 m environ de hauteur), qualifiés de mineurs (notés "em" sur la figure 5.3). Elle renferme aussi en son sein quelques plaques de la surface fortement incisée décrite plus haut ainsi qu'une petite zone avec une surface plane. Cette surface occupe environ 25% du secteur d'étude.

La surface lisse quant à elle, se localise à l'Est de la zone de travail et y occupe 20%. C'est le domaine des dunes plus concentrées au Nord-Est du plateau interne. Sa bordure nord avec la surface précédente est une ligne d'escarpement mineure, faisant partie du désert du Kalahari. Cette surface est caractérisée par des altitudes très peu variables, comprises entre 800 et 1000 m.

I.3.3- Conclusion

Au total, cinq domaines morphologiques importants renfermant ou séparés par des escarpements, sont mis en évidence dans cette étude : (1) le domaine côtier, individualisé entre 200 et 600 m d'altitude ; (2) la surface moyennement incisée et basculée à l'Est, située à 1200 m au-dessus de la mer ; (3) la surface très incisée, repérée entre 600 et 800 m d'altitude ; (4) la surface ondulée et basculée à l'Est repérable entre 1000 et 1400 m d'altitude et (5) la surface plane localisée entre 800 et 1000 m d'altitude. Ces différentes surfaces bien que continues, et parfois bien aplanies présentent un étagement plus ou moins régulier des reliefs.

Existe-t-il un rapport entre ces différentes surfaces et la variation des pentes dans la région ?

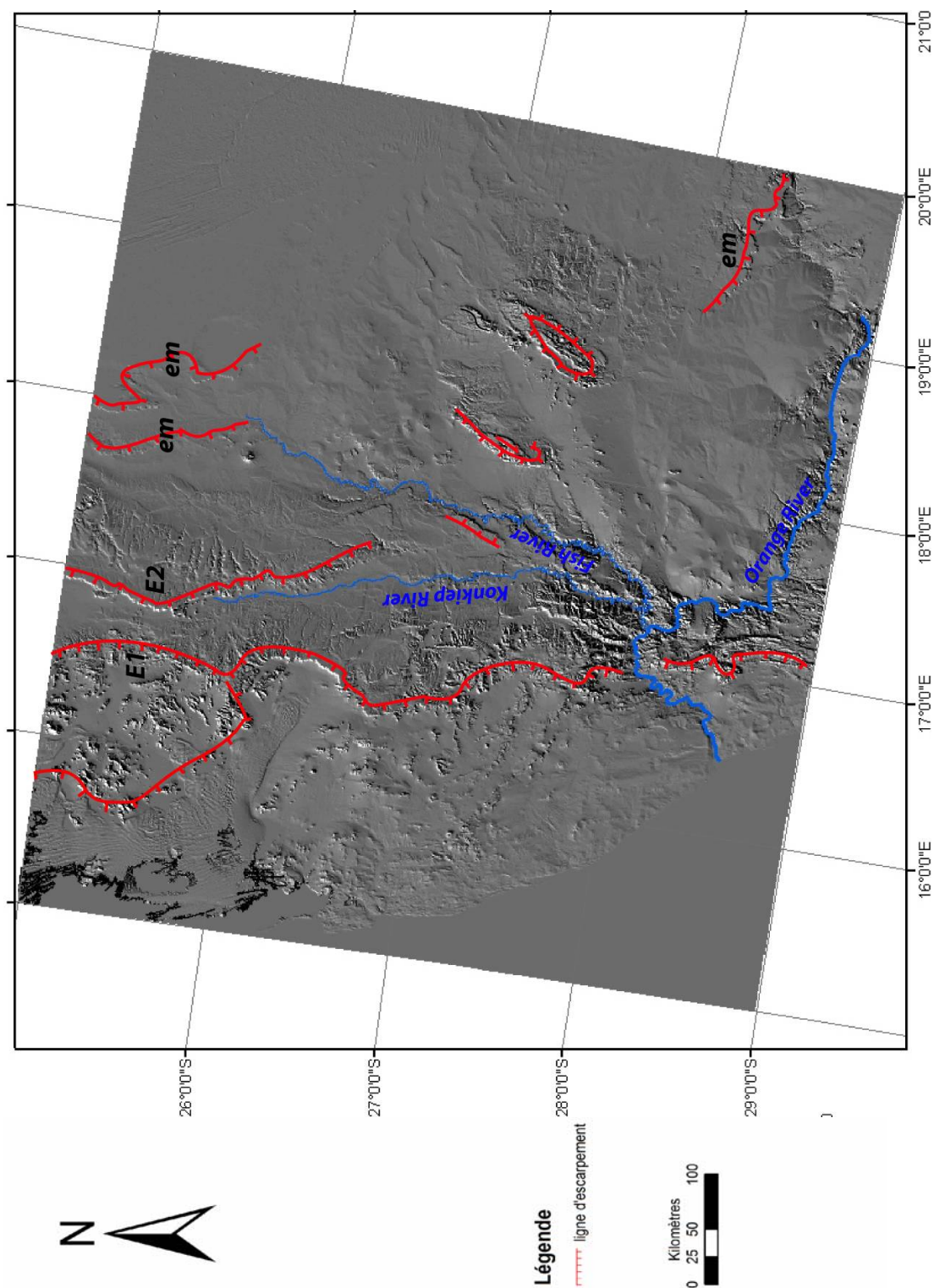


Figure 5.3- Identification des escarpements sur fond de la carte d'ombrage. **E1.** Escarpement occidental ou "grand escarpement", **E2.** deuxième grand escarpement non encore décrit, **em.** Escarpements secondaires. Les trois grands collecteurs régionaux y sont représentés (Orange River, Fish River et Kontop River). L'Orange River, collecteur principal (ordre 6), incise le grand escarpement.

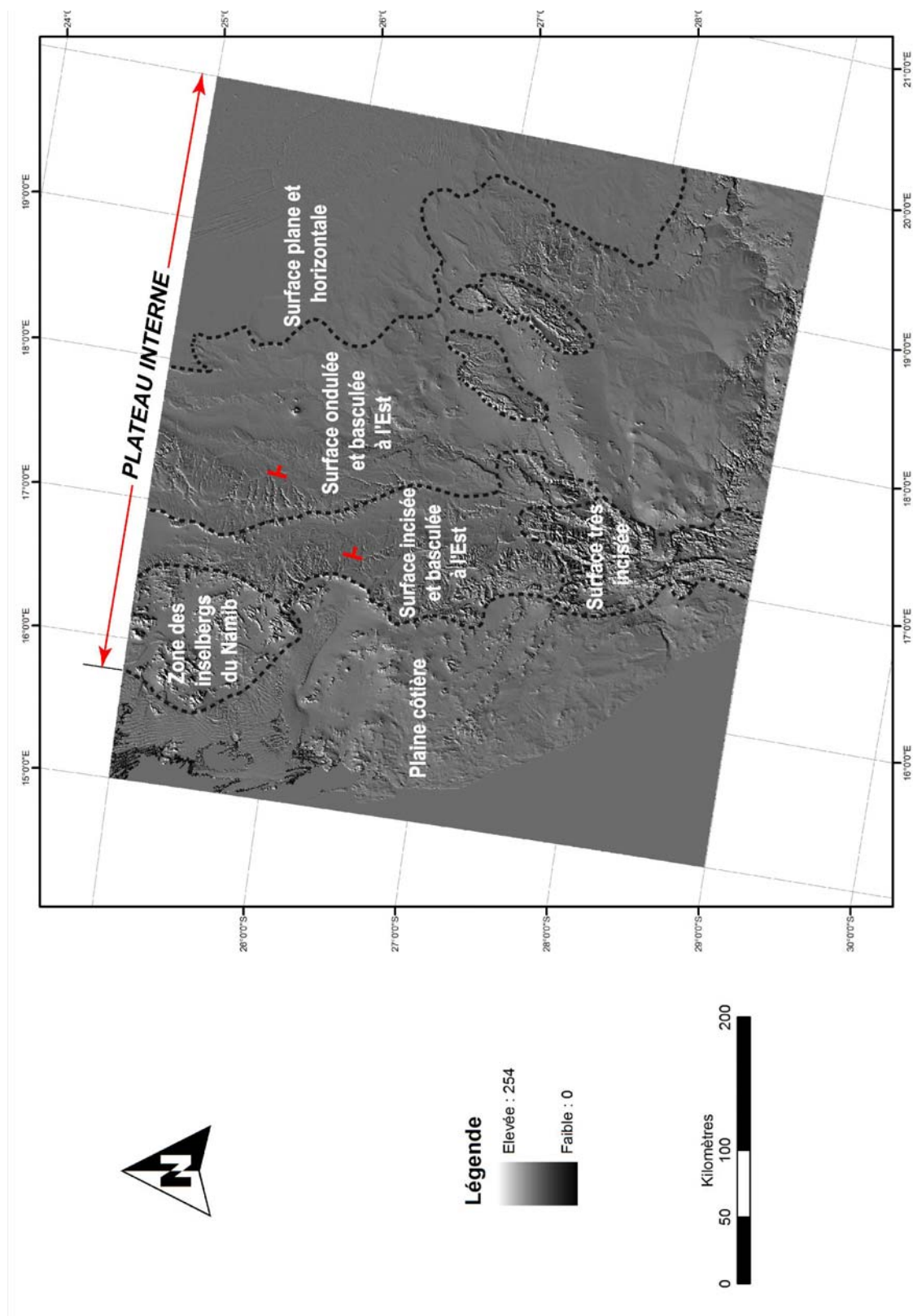


Figure 5.4- Délimitation sur carte d’ombrage des grandes surfaces topographiques du Sud de la Namibie en fonction de la variation de l’incision, de la pente et de la rugosité.

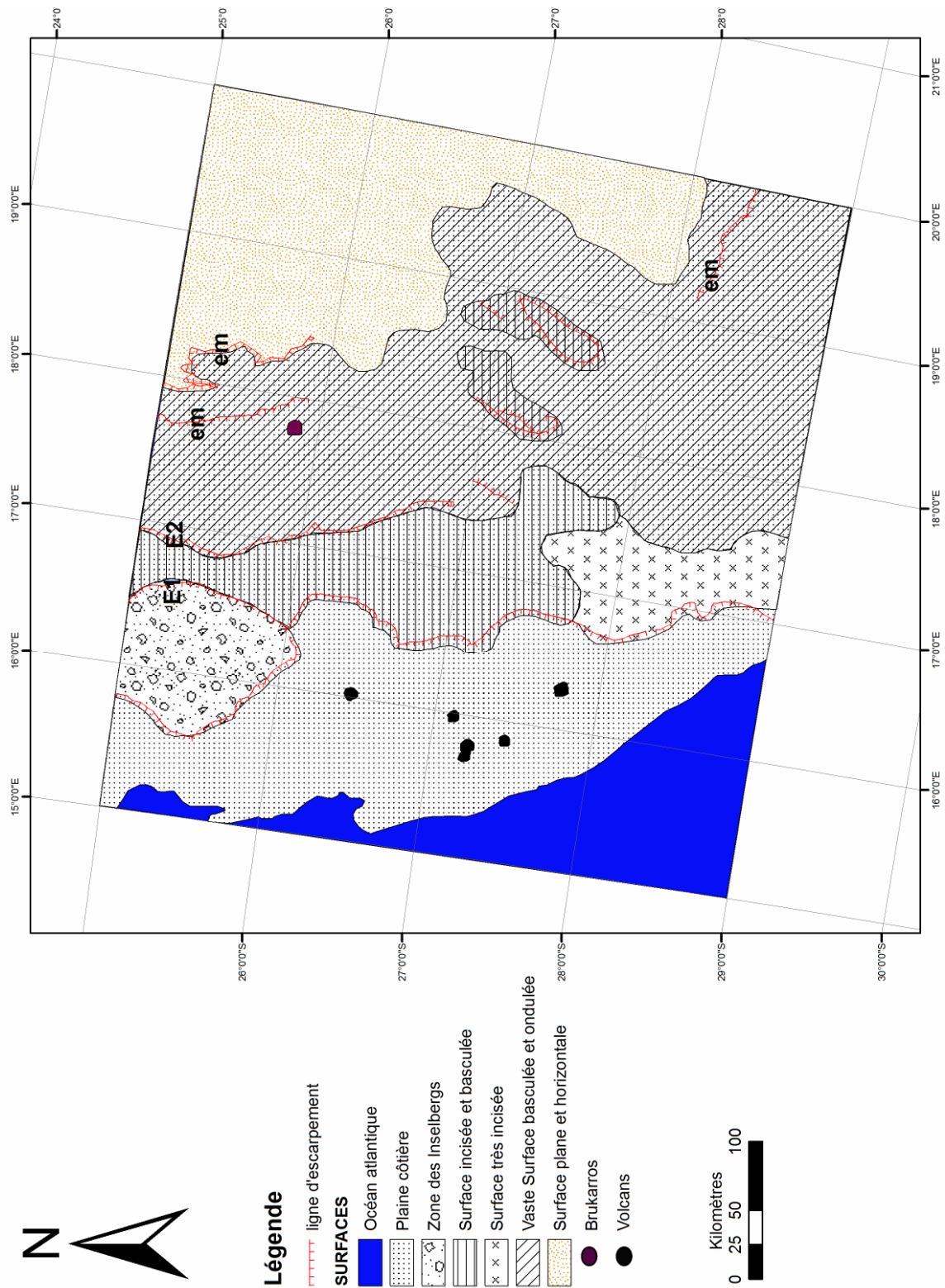


Figure 5.5- Carte des grandes surfaces topographiques et des escarpements du Sud de la Namibie.

I.4 - La rugosité générale du relief : analyse des pentes

Pour répondre à la question posée plus haut, nous avons réalisé pour l'ensemble de la région, un calcul de pentes locales (Fig. 5.6). Ce calcul de pentes permet de comprendre le mode d'agencement des surfaces décrites précédemment et de voir leurs relations avec les escarpements. L'analyse des pentes obtenues montre que celles-ci varient entre 0 et 59°. Une répartition en 5 classes a été faite : de 0 à 1° ; de 1 à 10° ; de 10 à 30° ; de 30 à 45° et de 45 à 59° (Fig. 5.6).

- **Classe de 0 à 1°** : Il s'agit des reliefs plats ou presque. D'une répartition de 35%, ces reliefs occupent essentiellement le secteur Est. Cependant, on note quelques zones plus ou moins étendues parsemées dans le reste du secteur.
- **Classe de 1 à 10°** : C'est la classe la plus représentée (50%). Elle regroupe des reliefs inclinés. Elle est plus importante à l'Ouest du domaine d'étude.
- **Classe de 10 à 30°** : Elle correspond aux surfaces moyennement inclinées. On les localise au Centre-Sud et représente les 10% de l'ensemble de la région d'étude. C'est le domaine des grands collecteurs locaux.
- **Classe de 30 à 45°** : Cette classe regroupe tous les reliefs à forte pente rencontrés essentiellement au NNW du secteur d'étude. Nous l'estimons entre 2 et 3%.
- **Classe de 45 à 59°** : Très faiblement représentée (1%), cette classe est repérée au sein des deux dernières surfaces précédemment décrites. On pense même qu'il s'agit des artéfacts du MNT, car sur le terrain, aucune pente aussi abrupte n'a été observée.

Cette étude permet de constater que :

1° Les pentes varient d'Ouest en Est. Elles augmentent de la côte (0°) jusqu'à la première grande ligne d'escarpement (10 à 30°), puis commencent à décroître à partir de la deuxième ligne d'escarpement pour se stabiliser à l'Est (0 à 10°). Entre les deux lignes d'escarpement, elles évoluent en dents de scie caractérisant le bourrelet bordier.

2° Le changement de pentes dans la région se fait avec un raccord tantôt doux et progressif (pentes douces au Sud) tantôt brutal (pentes raides au Nord) entre les différentes surfaces mises en évidence. Cette succession de paliers fait émettre l'hypothèse d'un contrôle tectonique dans l'évolution de ces reliefs.

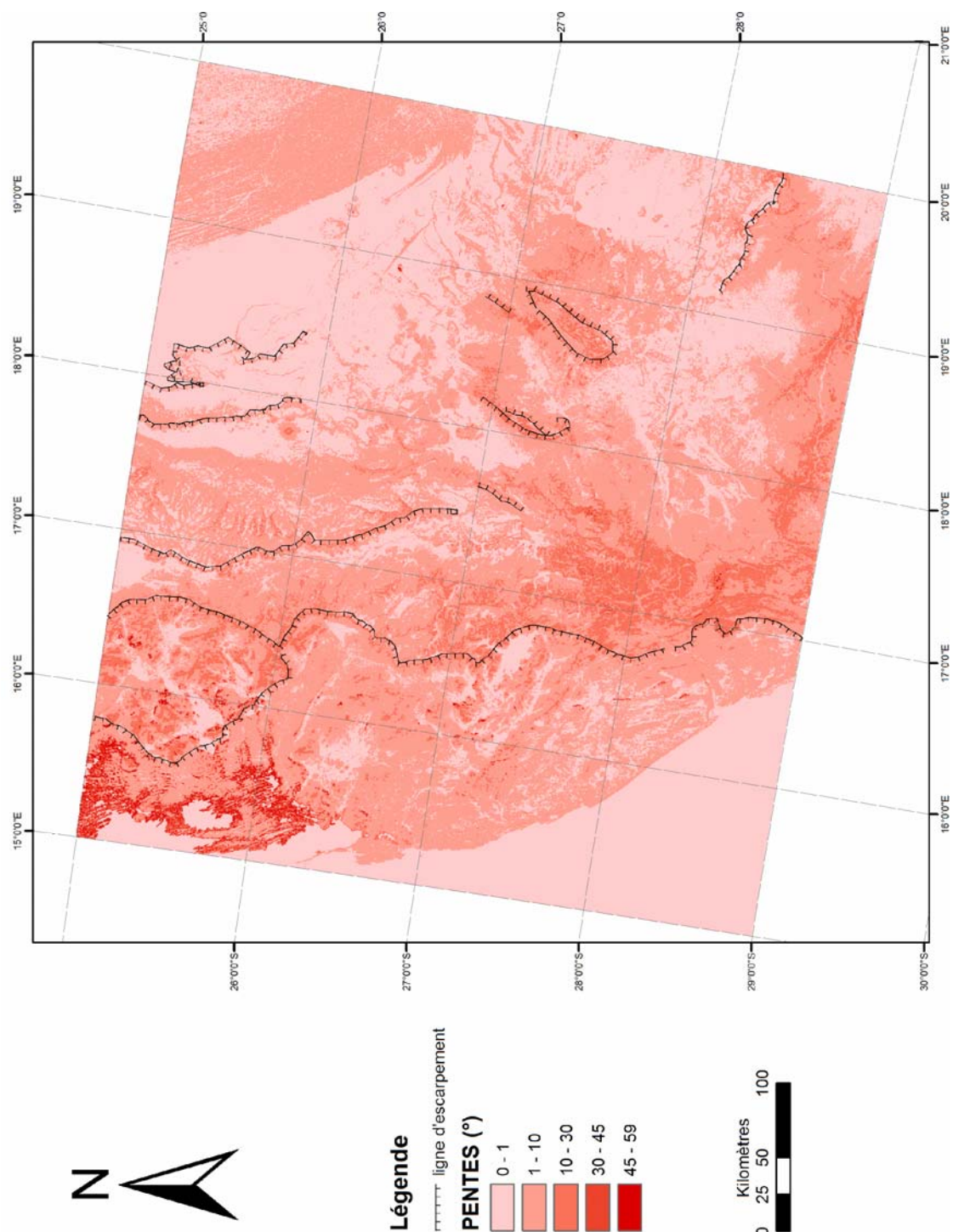


Figure 5.6- Carte des pentes générées à partir du MNT du Sud de la Namibie. Les zones de chute brutale de pentes correspondent aux escarpements.

CONCLUSION

En faisant un rapprochement entre les domaines morphologiques étudiés précédemment et la répartition des pentes, on note que les cartes des surfaces et des pentes sont superposables. Chaque variation importante de la pente se traduit par la présence d'un escarpement. Entre la plaine côtière et le plateau interne, on observe une variation brusque de pente qui se traduit par un escarpement (escarpement occidental), tout comme au sein du plateau interne, des variations de pentes correspondent aux escarpements qui ont été décrits plus haut. Donc, chaque domaine morphologique correspond à une dynamique érosive différente.

I.5 – La géométrie des rivières au travers de l'analyse des profils topographiques transversaux

Pour déterminer la nature des vallées, apprécier l'incision fluviale et caractériser la variation de la topographie, 19 profils ont été réalisés, soit 9 profils E-W et 10 profils N-S. La figure 5.7, montre la localisation des traits de coupe.

I.5.1- Profils E-W

Dans le cas des profils E-W, le choix des traits de coupe a été fait de telle manière qu'ils recoupent dans la mesure du possible, les lignes d'escarpement ainsi que les grands collecteurs locaux.

L'analyse des profils obtenus permet de constater de manière générale que l'altitude croît au fur et mesure qu'on s'éloigne de la côte (Fig. 5.8). Au Nord, on passe graduellement de 0 m à la côte à plus de 2 000 m à la deuxième ligne d'escarpement. Et à partir celle-ci, elle décroît progressivement et se stabilise en moyenne autour de 1000 m environ. Par contre, au Sud, les altitudes sont atténuées et dépassent difficilement les 1000 m. Il est aussi important de remarquer que cette évolution se fait en dents de scie, les grands pics correspondant aux lignes d'escarpement qui marquent les limites de certaines surfaces. Les différents autres pics de petite à moyenne taille correspondraient aux reliques d'anciennes surfaces. Les vallées sont en V au Nord et de plus en plus en U au fur et à mesure qu'on évolue vers le Sud.

L'examen de ces profils confirme l'hétérogénéité du relief révélée par la carte ombrage ou celle des pentes. On peut également suivre à travers ces profils, l'évolution des escarpements. En effet, les alignements des pics observés sur ces profils et indiquant les fortes topographies correspondent aux escarpements. Après chaque escarpement, on observe un basculement vers l'Est des reliefs.

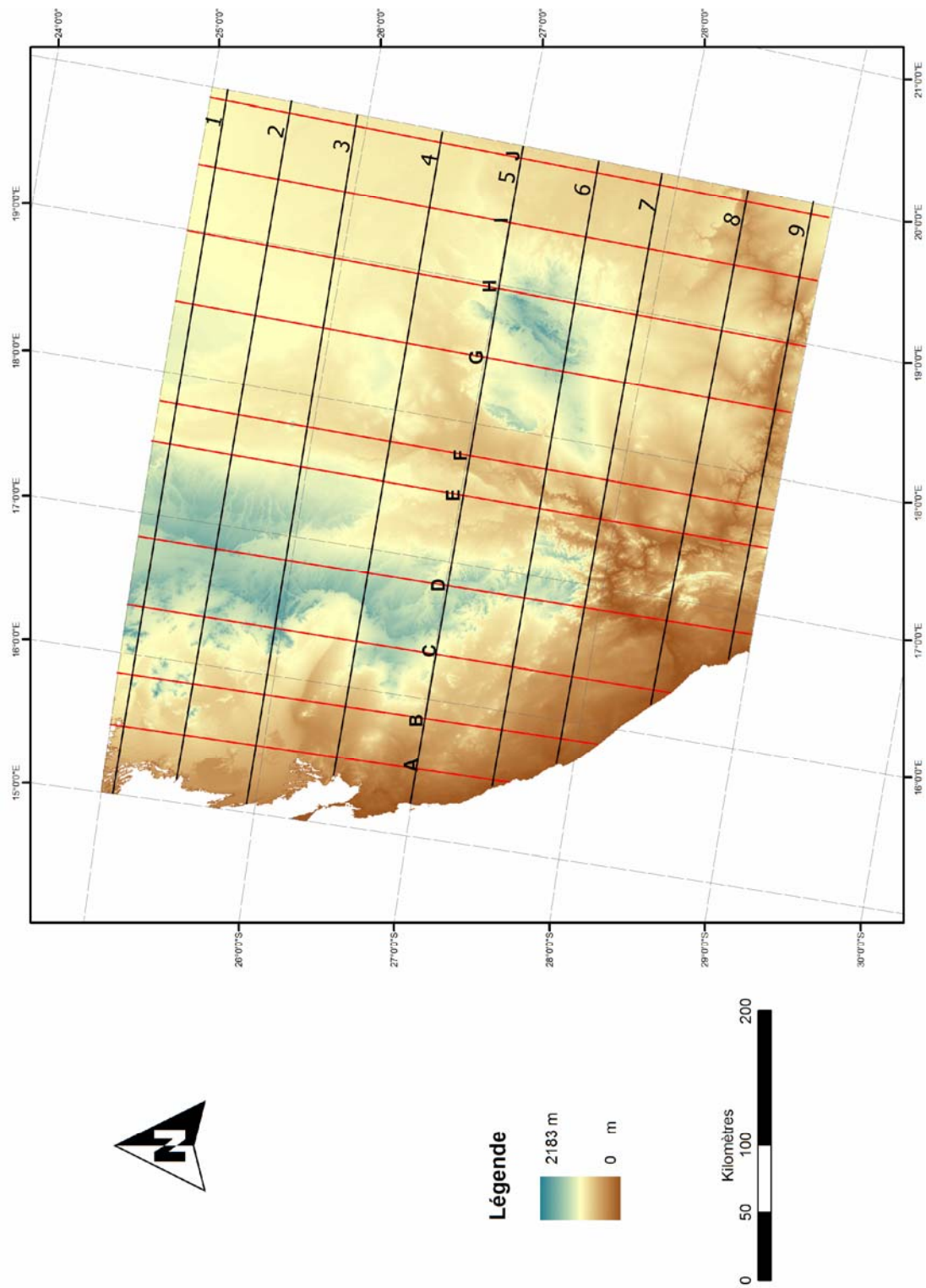


Figure 5.7- Carte de localisation des traits de coupe des profils E-W (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9) et N-S (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J).

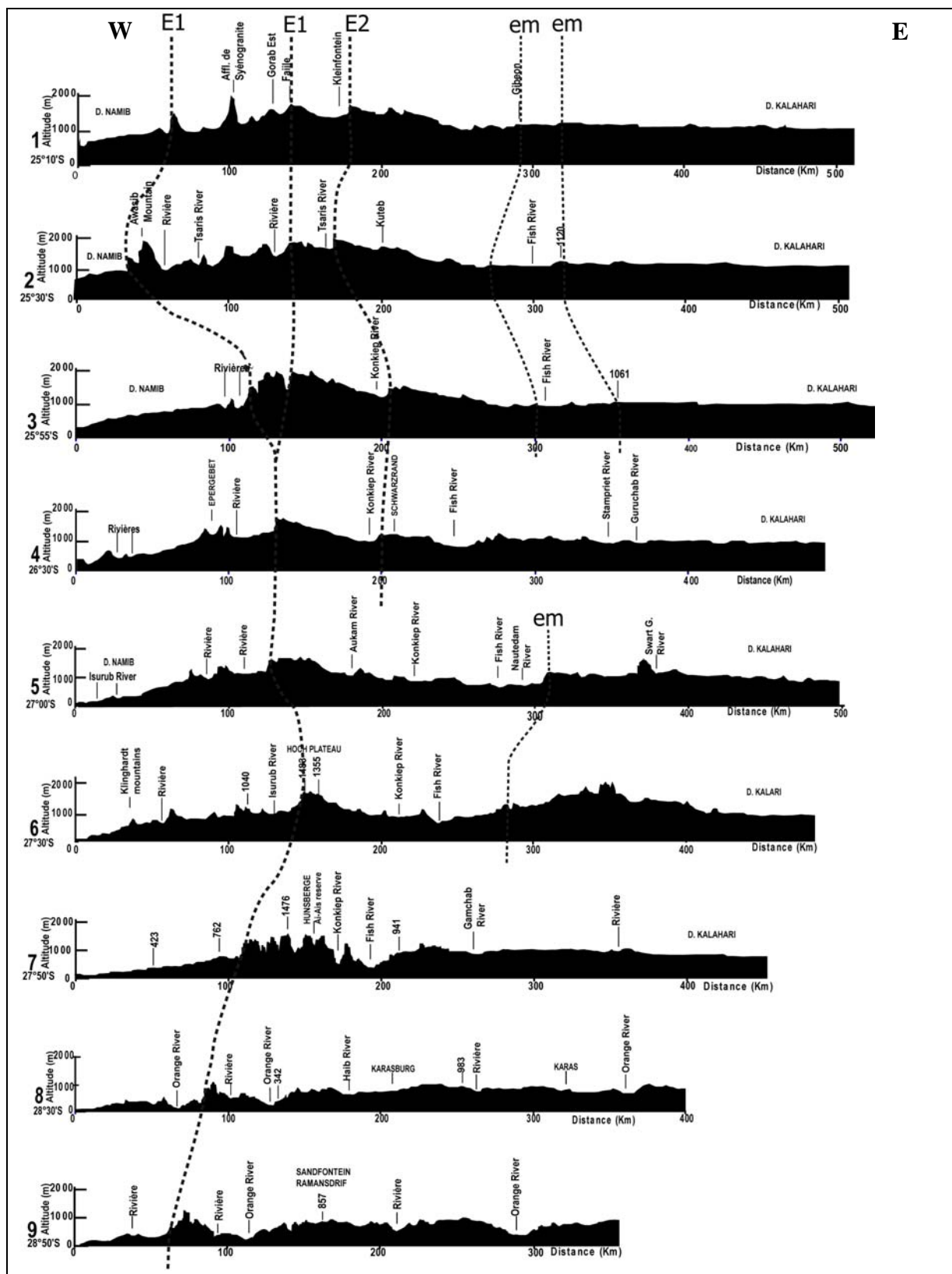


Figure 5.8- Profils topographiques E-W montrant les principales lignes d'escarpement E1, E2, em au Sud de la Namibie. Noter l'augmentation de l'incision fluviale au fur et à mesure qu'on progresse vers le Sud et le basculement vers l'Est des reliefs après chaque escarpement.

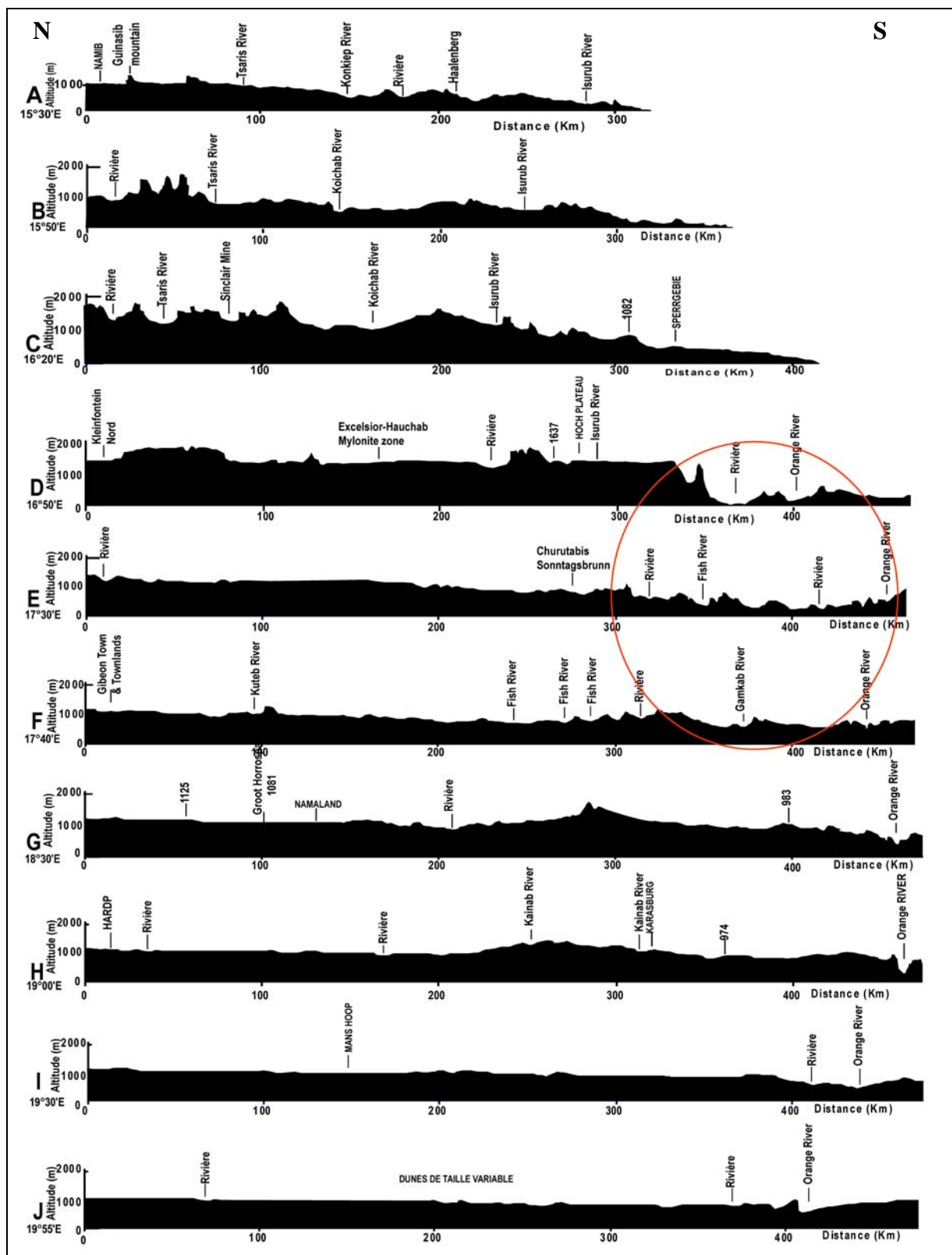


Fig.5.9- Profils topographiques N-S. Remarquer la forte incision des grands collecteurs du Sud de la Namibie (cercle rouge).

I.5.2- Profils N-S

Les profils N-S confirment cette diminution d'altitude vers le Sud. Les vallées sont pour la plupart en U. La même évolution en dents de scie est observée (Fig. 5.9). On note que l'incision est plus accentuée au Sud de la région comme en témoigne les nombreuses vallées de la Fish River, de l'Orange River et de leurs tributaires.

I.6 – Conclusion

L'analyse du relief du Sud de la Namibie à travers différentes cartes (ombrage, pentes et surfaces) et profils topographiques montre que :

- Le relief sud-namibien est fait de plusieurs surfaces topographiques, érosives, planes et étagées. L'ensemble se présente sous forme d'un modelé fait de hauts reliefs dissymétriques, d'Ouest en Est. Ces reliefs dominent l'océan Atlantique par le grand escarpement occidental connu de tous.
- Il existe d'autres escarpements qui n'avaient pas encore été identifiés et qui servent pour la plupart de limite entre ces grandes surfaces. L'étude faite sur les pentes est compatible à la présence de ces escarpements.
- Au Sud, les reliefs presque horizontaux sont entaillés par le canyon du fleuve Orange.
- Les vallées sont très incisées au Sud et aux abords des drains d'ordre supérieurs.

II – LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET LES BASSINS VERSANTS

On s'intéresse dans cette partie à caractériser outre la géométrie des écoulements, l'état d'équilibre des rivières et l'incision, à travers l'étude des profils longitudinaux et des ruptures de pente.

II. 1 - Régime d'écoulement des eaux

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau, permanents ou temporaires participant à l'écoulement de l'eau vers un exutoire. Le degré de confluence du réseau hydrographique de la zone d'étude, a été calculé à partir de la classification de Strahler (1952). D'après cette classification, tout drain qui n'a pas d'affluent est qualifié d'ordre 1. Puis, le calcul de la valeur de chaque drain se fait selon la méthode suivante : un drain d'ordre $n+1$ est issu de la confluence de deux drains d'ordre n . Un drain issu de la confluence de drains d'ordres différents prend l'ordre le plus élevé. L'ordre de Strahler d'un bassin versant est l'ordre du drain principal à l'exutoire (Fig. 5.10).

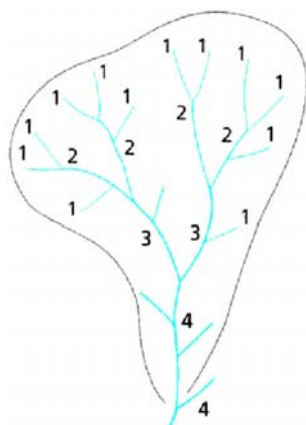


Figure 5.10- Classification de Strahler (1952).

L'extraction automatique du réseau hydrographique de la zone d'étude a révélé un réseau dense, bien organisé bien que l'on soit en climat aride (Fig. 5.11). Ce résultat de premier ordre est fondamental pour connaître l'évolution morphologique de la région. Les plus grands collecteurs régionaux sont : le fleuve Orange (ordre 6) et les rivières Fish et Konkiep (ordre 5). Parmi ces grands collecteurs, seul l'Orange River constitue un système exoréique avec un écoulement permanent. Les deux autres sont des cours d'eau temporaires et ne coulent que lors de grandes averses capables de les inonder.

II.2 – Les bassins versants

Un bassin versant est une portion de territoire drainée par un cours d'eau et délimitée par une ligne de partage des eaux. Dans le secteur d'étude, trois bassins versants organisés en deux types de réseaux peuvent être spatialement distingués : un réseau côtier et un réseau interne (Fig. 5.12)

II.2.1- Le réseau côtier

Il est localisé à l'Ouest de la région d'étude, dans le domaine côtier. Les cours d'eau qui le constituent sont des cours d'eau à faible degré de confluence (entre 1 et 4). Certains se jettent directement dans la mer mais la plupart se perdent dans les dunes du Namib avant d'atteindre la mer. Ces rivières ont toutes des écoulements temporaires.

Dans ce réseau côtier, peu de bassins peuvent être clairement individualisés non seulement pour les raisons évoquées plus haut, mais aussi parce qu'il n'existe pas de collecteur principal. Trois rivières importantes (ordre 4) sont cependant identifiables, du Nord au Sud : la Tsaris, la Koichab et l'Isurub (Fig. 5.12). Dans l'ensemble, la géométrie du réseau a une tendance dendritique, ce qui traduit vraisemblablement une vieille incision.

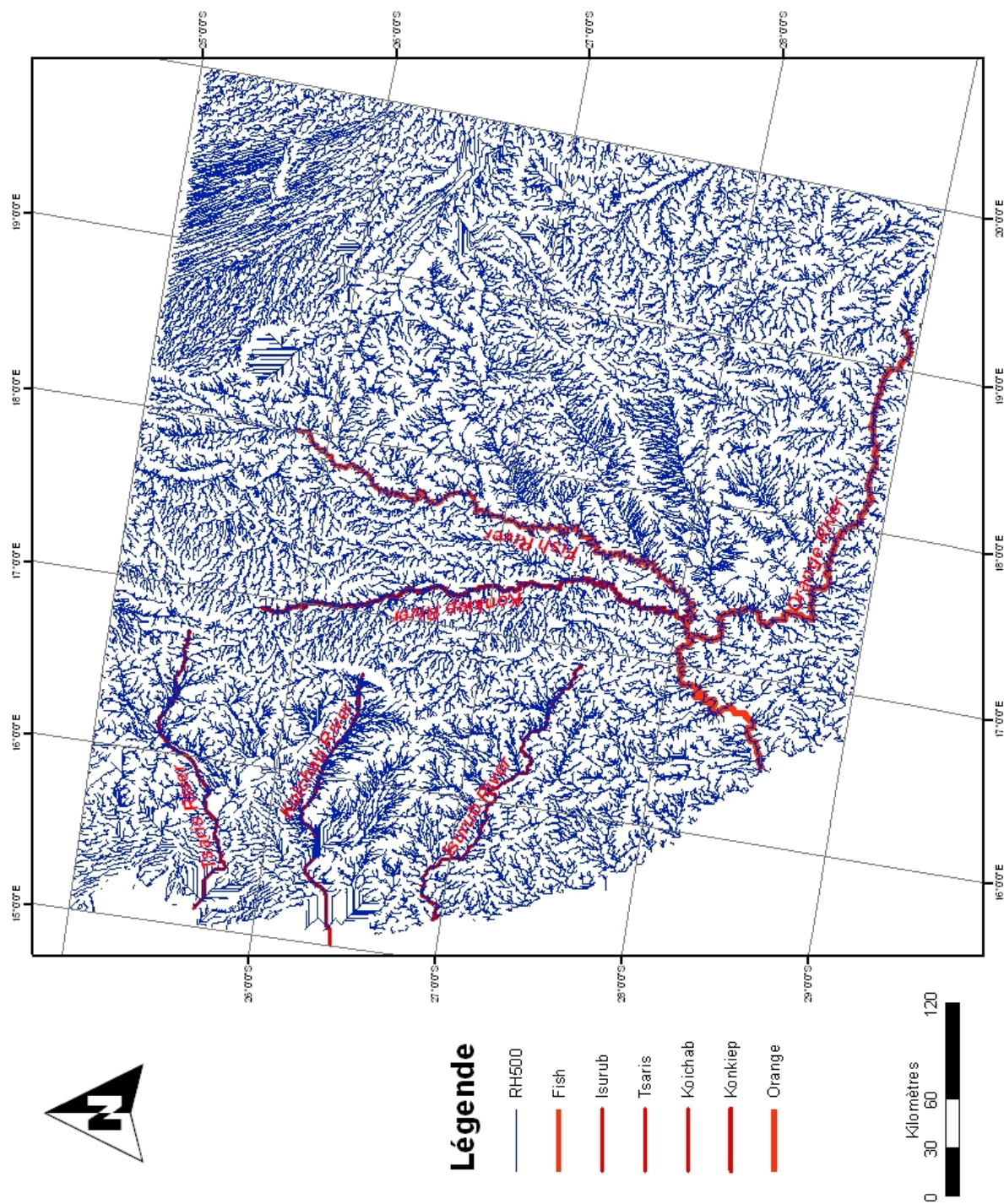


Figure 5.11- Chevelu hydrographique du secteur d'étude.

II.2.2- Le réseau interne

Il est formé de deux bassins versants : le bassin versant de l'Orange River et le bassin versant oriental.

II.2.2.1- Le bassin versant de l'Orange River

C'est le seul bassin bien individualisé et le plus important du Sud de la Namibie. Il occupe le centre de la région avec une superficie de 116 395 km². Le plus grand collecteur est l'Orange River (458 km) avec un écoulement d'Est en Ouest. Dans l'ensemble, les rivières sont méandriformes avec des confluences parallèles. Dans ce vaste bassin, on peut remarquer deux sous-bassins importants : le sous-bassin de la Fish River et le sous-bassin de la Konkiep River.

Le sous-bassin de la Fish River couvre une superficie de 45 556 km². La Fish River est la plus grande rivière (528 km) avec un écoulement N-S. C'est aussi la rivière la plus méandriforme car la distance à vol d'oiseau, entre la source et la confluence avec l'Orange River est de 281 km, contre 528 km de longueur réelle parcourue par le cours d'eau. La différence d'altitude entre la source et le point le plus bas est 1240 m.

Le sous-bassin de la Konkiep River couvre une superficie de 20 215 km² avec comme collecteur principal, la Konkiep River (424 km). Le sens d'écoulement est également N-S. Elle fait à vol d'oiseau 264 km entre la source et la confluence, contre 424 km de longueur réelle du cours d'eau. Ce qui montre que la Konkiep est aussi très méandriforme.

II.2.2.2- Le bassin versant de l'Est

Il est situé à l'Est du bassin de la rivière Orange. Les rivières qui le constituent, pour la plupart coulent de l'Ouest vers l'Est. Aucun collecteur principal n'a été identifié dans la zone d'étude. Ce bassin est marqué au Sud par un réseau de drainage dendritique à confluences parallèles alors qu'au Nord, on passe à une géométrie essentiellement parallèle.

II.3 – Etude des profils longitudinaux

Nous recherchons à travers l'analyse des profils en long, les informations sur l'évolution des rivières de la région : état d'équilibre, incision et ruptures de pentes.

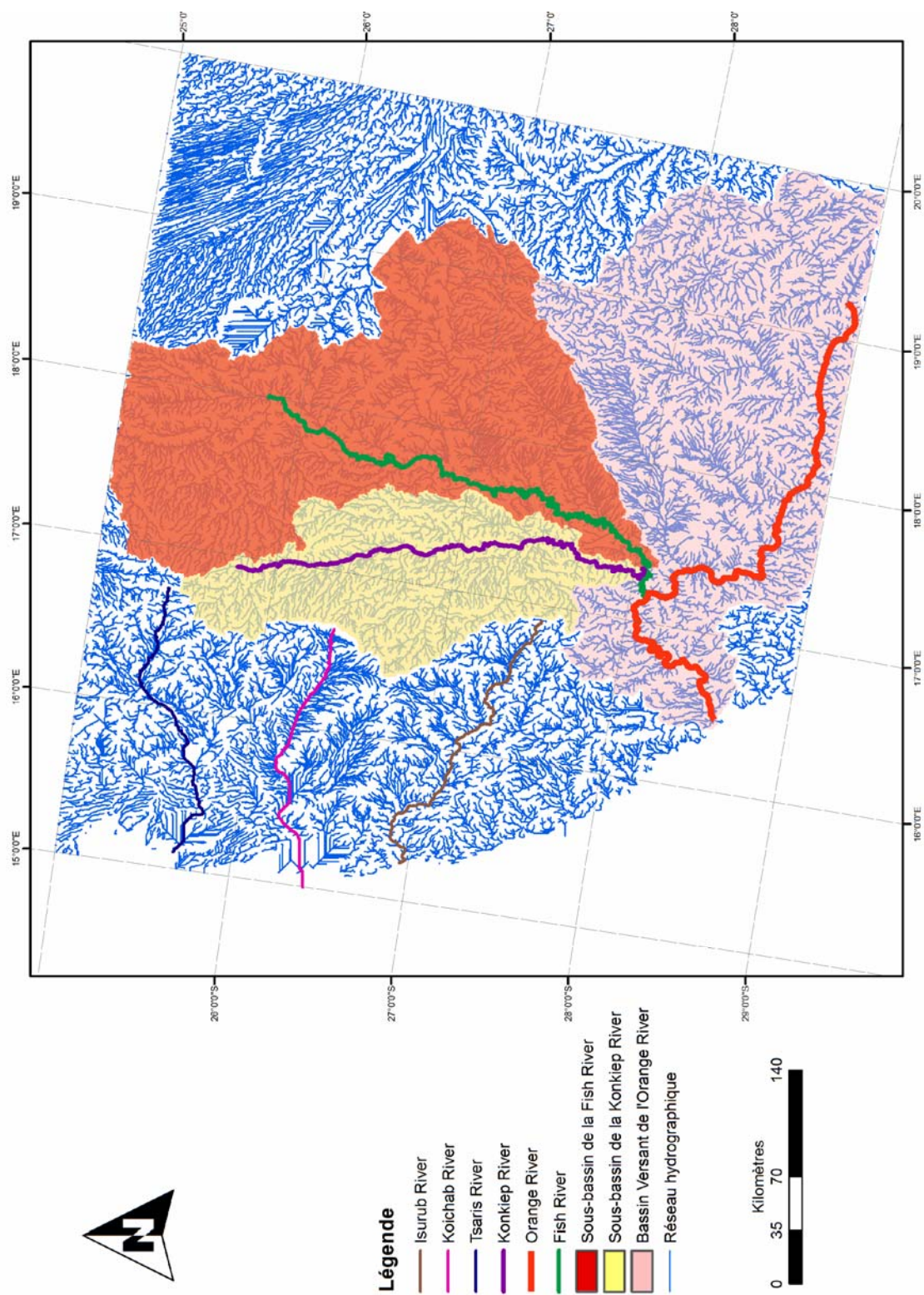


Figure 5.12- Localisation des bassins et sous-bassins versants du Sud de la Namibie.

II.3.1- Définition et caractéristiques d'un profil en long

Un profil longitudinal est une courbe caractérisant une vallée et le cours d'eau qui s'y trouve. Les profils longitudinaux des cours d'eau résultent de l'interaction entre l'incision fluviale, la tectonique et la lithologie (Snyder *et al.*, 2002).

Selon les modèles d'évolution des profils longitudinaux, plus une rivière est ancienne, plus son profil est concave et donc proche de l'équilibre dynamique. Mais la concavité dépend aussi de l'évolution du débit, de la charge et de la taille des alluvions de l'amont vers l'aval (Davis, 1899 ; Hack, 1973 ; Snow et Slingerland, 1987 ; Burbank et Pinter, 1999).

II.3.2- Ruptures de pentes : typologie et caractéristiques

Les ruptures de pentes ou « knickpoints » sont des discontinuités des profils longitudinaux des rivières qui érodent les socles (Seidl et Dietrich, 1992). Elles sont généralement dues :

- soit à un déséquilibre érosif témoin d'une chute de niveau de base (Hack, 1973 ; Gardner, 1983 ; Schumm *et al.*, 1987 ; Seidl et Dietrich, 1992 ; Goldrich et Bishop, 1993),
- Soit à la présence d'un escarpement de faille active ou simplement d'une zone de déformation active (Reed, 1981 ; Seeber et Gornitz, 1983),
- soit à une variation de la lithologie (Hack, 1973 ; Holland et Pickup, 1976 ; Miller, 1991 ; Goldrich et Bishop, 1993),
- soit enfin à une augmentation de la capacité érosive à la jonction des affluents (Seidl et Dietrich, 1992).

Certains paramètres géométriques liés aux ruptures de pente ont été mesurés. Ces paramètres permettent de mieux les localiser et de les caractériser. Parmi ceux-ci, on peut citer : leur hauteur, leur altitude, leur distance à l'exutoire, leur distance à la source et leur pente. Ces paramètres ont été obtenus conformément au schéma de la figure 5.13 ci-dessous.

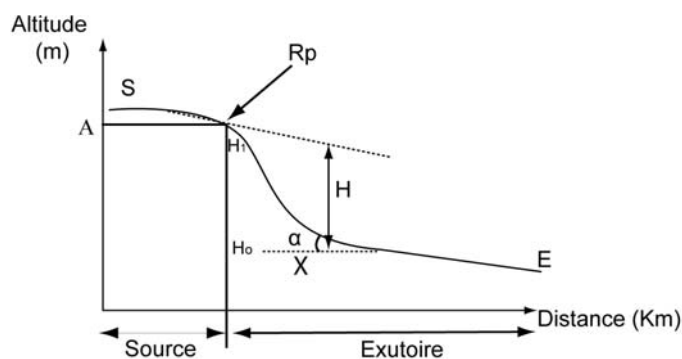


Figure 5.13- Détermination des paramètres géométriques des ruptures de pentes.

R_p = Rupture de pente ; S = Source ;
 E = Exutoire ; A = Altitude ;
 H = Hauteur de la rupture de pente ;
 H_0 = Hauteur minimale ; H_1 = Hauteur maximale ; X = Distance ; P = Pente
 $(P = \Delta H/X)$

II.3.3- Résultats

Nous avons réalisé des profils en long des 6 plus grands collecteurs de la région à savoir : la Fish, la Konkiep, l'Orange, la Tsaris, l'Isurub et la Koichab (voir Fig. 5.12, pour localisation des rivières).

Les courbes obtenues diffèrent les unes des autres, mais présentent toutes des ruptures de pentes.

II.3.3.1- Profil en long de la Fish River

Le profil de la Fish River est globalement convexe (fig. 5.14). Cinq ruptures de pentes ont pu être décelées. Trois de ces ruptures de pentes sont liées à la lithologie, une à la confluence et la cinquième est une association faille-lithologie.

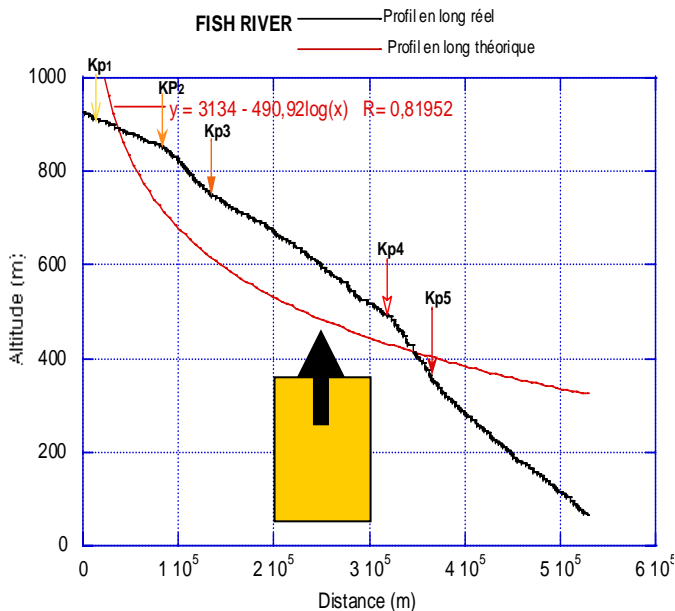


Figure 5.14- Profil en long réel et profil en long théorique de la Fish River. La bande orange fléchée indique la position du canyon par rapport aux profils.

- La première rupture de pente, kp1, délimite les tillites, shale, grès et calcaire de la Formation Dywka de la Séquence de Karoo avec les shales rouges et grès du Sous-groupe de la Fish River du Nama group.
- La deuxième rupture de pente, kp2, est localisée au sein des grès et shales rouges du Sous-groupe de la Fish River.
- La troisième rupture, kp3, est repérée au contact entre les shales rouges et grès et les grès et shales, tous, deux faciès de la Fish River. On note également à ce niveau la confluence avec la Wasser River qui est une rivière d'ordre 4. On pense plutôt que c'est cet affluent qui est à l'origine de cette rupture pente car le même contact lithologique est observé le long du profil, mais sans effet apparemment.

- Le quatrième knickpoint, kp4, est observé entre les quartzites, shales et silts consolidés du Sous-groupe de Schwarzrand et les grès, calcaires noirs, conglomérats et shales du Sous-groupe de Kuibis.
- Le cinquième knickpoint, kp5, se situe au sein des granites du Complexe métamorphique de Namaqua tronqués par une faille. Il coïncide avec une faille E-W.

Nous avons consigné dans le tableau 1, les principales caractéristiques de ces ruptures de pente.

Tableau 5.1- Caractéristiques géométriques des ruptures de pente de la Fish river

| Rp | H (m) | A(m) | DE(km) | DS(km) | P(m/km) | Lithologie | Confl. | Faille |
|------------|-------|------|--------|--------|---------|---|--------------|------------|
| Kp1 | 20 | 911 | 513,65 | 14,35 | 1,6 | Tillite / shales rouges et grès | | |
| Kp2 | 40 | 854 | 443,6 | 84 ,40 | 0,8 | Grès et shales rouges | | |
| Kp3 | 52 | 747 | 391,42 | 136,58 | 2,1 | | Wasser River | |
| Kp4 | 40 | 490 | 207,63 | 320,37 | 1,4 | Quartzites, shales, silts / grès, calcaires, conglomérats, shales | | Faille E-W |
| Kp5 | 80 | 351 | 161,19 | 366,81 | 2,9 | Granite | | Faille N-S |

(Kp= Rupture de pente ; H= Hauteur de la rupture de pente ; A= Altitude ; DE= Distance à l'exutoire ; DS= Distance à la source ; P= pente ; Conf.=confluence).

Ce tableau permet de constater que la hauteur des ruptures de pente dépend de la position du contraste lithologique dans le réseau de drainage. Plus on s'éloigne de la source de la Fish River, plus la hauteur augmente ; ce qui se traduit par une grande érosion et une augmentation brutale de la pente.

II.3.2.2- Profil en long de la Konkiep River

La Konkiep River est le deuxième grand cours dans le bassin de l'Orange River. Son profil longitudinal (Fig. 5.15) a une forme convexe semblable à celle de la Fish River.

Dans l'ensemble du profil, trois ruptures de pentes ont été décelées.

- La première rupture de pente, kp1, se situe entre le granite rouge de la Séquence Sinclair et les shales, quartzites et calcaires interstratifiés du Sous-groupe de Kuibis. En même temps, un contact anormal par faille est observé.
- La deuxième rupture de pente, kp2, se situe au sein des sédiments indifférenciés du Quaternaire. Il est important de mentionner que ces sédiments séparent deux entités

lithologiques du Sous-groupe de Schwartrand : en amont, des quartzites, shales et calcaire noir et en aval, des quartzites, shales et silts consolidés. La figure obtenue a la configuration d'un cône alluvial. Il y passe une faille.

- La dernière rupture de pente, kp3, coïncide elle aussi avec une faille normale qui affecte les gneiss mafiques et les métaquartzites du Complexe métamorphique de Namaqua.

Le tableau 5.2 regroupe toutes les caractéristiques géométriques de ces ruptures de pentes.

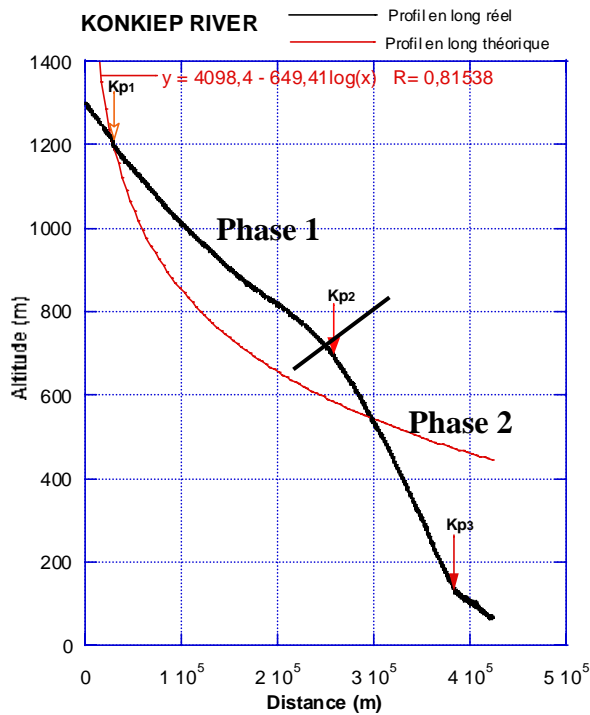


Figure 5.15- Profil en long réel et profil théorique de la Konkiep River.

Tableau 5.2- Caractéristiques géométriques des ruptures de pente de la Konkiep River

| Rp | H (m) | A(m) | DE (km) | DS (km) | P (m/km) | Lithologie | Faillle |
|------|-------|------|---------|---------|----------|---|-----------------|
| kp1 | 24 | 1216 | 497,64 | 26,36 | 3,07 | Granite / shales et quartzites interstratifiés | Faillle |
| kp 2 | 48 | 713 | 273,19 | 250,81 | 2,24 | Shales, quartzites et calcaire noir/quartzites, shales et silts consolidés. | Faillle |
| kp 3 | 214 | 128 | 138,34 | 385,66 | 4,8 | Leucogranites / gneiss et métaquartzites | Faillle normale |

Cette analyse montre que : (1) les trois ruptures de pentes correspondent à la fois à un contact anormal par faille et à un contact lithologique, (2) comme la Fish River, la hauteur du knick point augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la source. Le profil réel

montre une évolution biphasée de la rivière : une première phase caractérisée par un profil réel au-dessus du profil théorique et légèrement concave et une deuxième phase marquée par le changement de concavité et le passage du profil réel sous le profil théorique. Ce qui se traduit par la convexité du profil.

II.3.3.3- Profil en long de la Koichab River

Contrairement aux profils de la Fish River et de la Konkiep River convexes, le profil de la Koichab River est concave (Fig. 5.16)

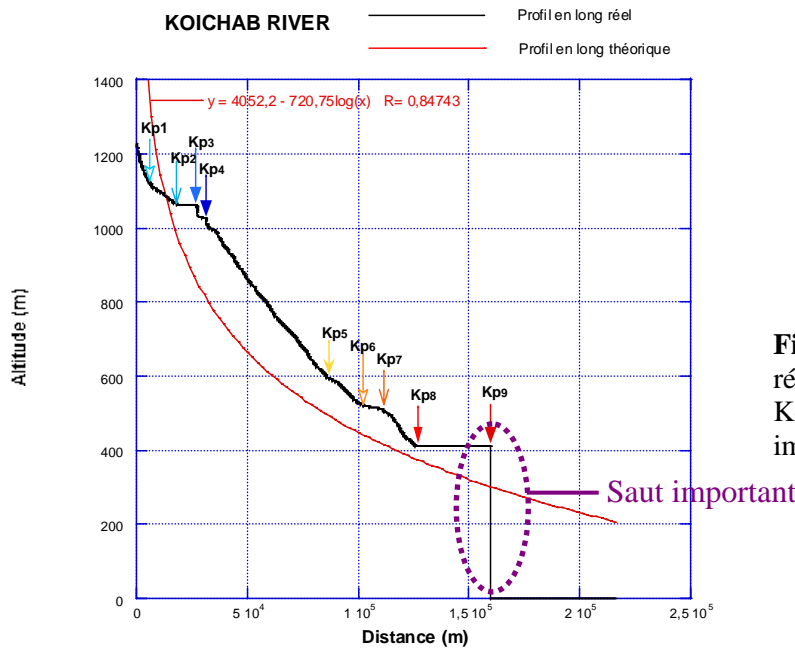


Figure 5.16- Profil en long réel et profil théorique de la Koichab River. Noter le saut important du profil réel.

Nous avons pu individualiser neuf ruptures de pente. Le tableau ci-dessous regroupe tous les paramètres géométriques liés à ces ruptures de pentes.

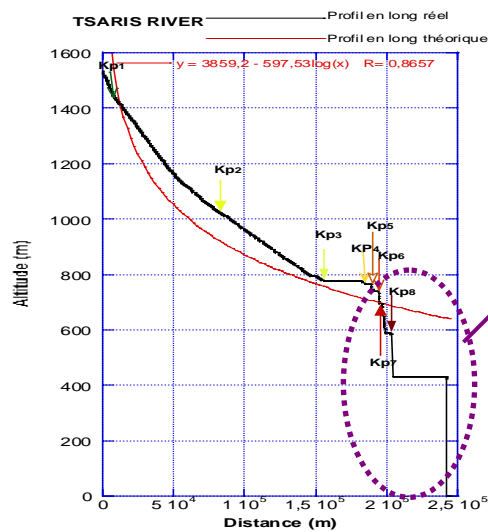
Tableau 5.3- Caractéristiques géométriques des ruptures de pente de la Koichab River

| Kp | H (m) | A (m) | DE (km) | DS (km) | P (m/km) | Lithologie | Faillle |
|-----|-------|-------|---------|---------|----------|---------------------------------------|---------|
| kp1 | 64 | 1120 | 208 | 6 | 18,6 | Alluvions | |
| kp2 | 40 | 1064 | 197 | 17 | 4 | Alluvions/Sédiments récents | |
| kp3 | 32 | 1064 | 187 | 27 | 32 | Dunes | |
| kp4 | 24 | 1024 | 182 | 32 | 24 | Dunes | |
| kp5 | 25 | 592 | 128 | 86 | 7,05 | Alluvions/ Sédiments récents | |
| kp6 | 40 | 520 | 109 | 105 | 5, 33 | Dunes/ Sédiments récents | |
| kp7 | 64 | 504 | 104 | 110 | 1,6 | Sédiments récents/ granite gneissique | |
| kp8 | 120 | 408 | 88 | 126 | 5,33 | Dunes | |
| kp9 | 408 | 408 | 54 | 160 | ? | Dunes | |

Ce tableau permet de constater que non seulement, les ruptures de pentes sont toutes de nature lithologique, mais aussi, elles se sont mises en place tantôt sur les mêmes faciès lithologiques, tantôt au contact de deux formations différentes. Aucune influence de faille n'a pu être observée. Mais, l'on note un saut très important du profil réel, ce qui traduirait une réponse assez récente du niveau marin relatif.

II.3.3.4- Profil en long de la Tsaris River

Le profil longitudinal de la Tsaris River a une forme presque concave (Fig. 5.17).



Saut important du profil réel

Figure 5.17- Profil en long et profil théorique de la Tsaris River. Le profil réel montre deux sauts importants.

Les principales caractéristiques géométriques sont consignées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 5.4- Caractéristiques géométriques des ruptures de pente de la Tsaris River

| Kp | H (m) | A (m) | DE (km) | DS (km) | P (m/km) | Lithologie | Faillle |
|-----|-------|-------|---------|---------|----------|--|---------|
| kp1 | 40 | 1448 | 236 | 5 | 14,4 | Granite porphyrique / conglomérat, lave mafique, grès, quartzite | |
| kp2 | 72 | 1016 | 165 | 76 | 4 | Sédiments récents / Dunes | |
| kp3 | 16 | 768 | 86 | 155 | 4,8 | Sédiments indifférenciés | |
| kp4 | 16 | 760 | 57 | 184 | ? | Dunes | |
| kp5 | 24 | 752 | 51 | 190 | 12 | Dunes | |
| kp6 | 40 | 732 | 46 | 195 | ? | Dunes | |
| kp7 | 104 | 696 | 43 | 198 | 32 | Dunes | |
| kp8 | 144 | 584 | 37 | 204 | ? | Dunes | |

Les ruptures de pentes observées sont apparemment liées à la lithologie car aucune faille n'est visible ni sur la carte ni sur le terrain. La plupart de ces ruptures se sont développées au sein d'une même formation lithologique. Mais, comme pour la rivière précédente, on remarque des sauts significatifs du profil réel. Ceci traduit sans doute le fait que ces knickpoints soient liés à des réponses récentes du niveau marin relatif. Le développement des ruptures de pente dans le désert de Namib nous laisse donc supposer l'existence d'une activité récente des failles, sans doute ensevelies sous les dunes.

II.3.3.5- Profil en long de Isurub River

Le profil de cette rivière montre deux parties : une partie amont concave et une partie avalé linéaire voire convexe (Fig. 5.18). Nous avons résumé les principales caractéristiques géométriques de ces ruptures de pentes dans le tableau 5.5.

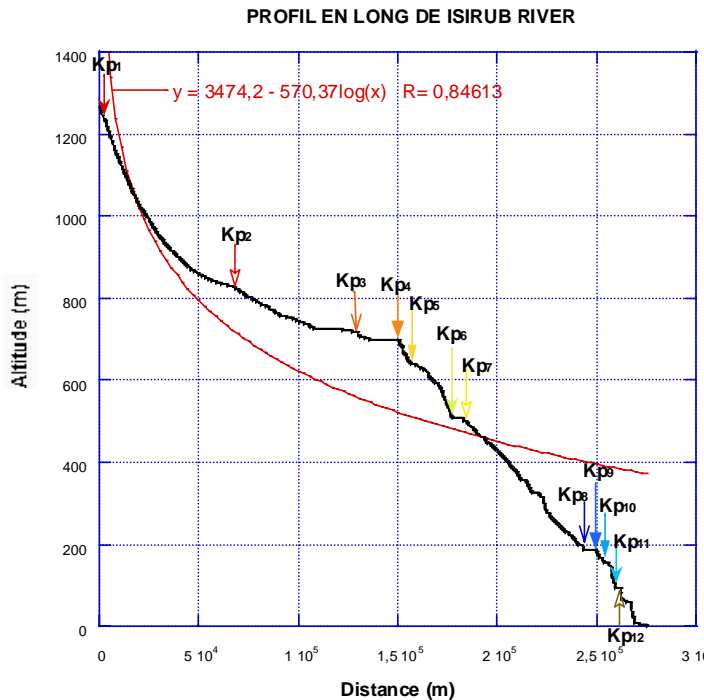


Figure 5.18- Profil en long réel et profil en long théorique de Isurub River

Ce tableau montre qu'en dehors de la première rupture de pente localisée au sein des calcaires et marquée par une faille, toutes les autres ruptures de pente sont rencontrées au sein des mêmes formations.

Tableau 5.5- Caractéristiques géométriques des ruptures de pente de Isurub River

| Rp | H(m) | A(m) | DE (km) | DS (km) | P(m/km) | Lithologie | Faïlle |
|------|------|------|---------|---------|---------|---|--------|
| kp1 | 24 | 1240 | 273 | 3 | 8 | Calcaire | Faïlle |
| kp2 | 56 | 824 | 210 | 66 | 2 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| kp3 | 40 | 712 | 147 | 129 | 2,4 | Shales, quartzites, calcaires, conglomérats/dunes | |
| kp4 | 24 | 696 | 126 | 150 | 9,33 | Dunes | |
| kp5 | 64 | 640 | 121 | 155 | 12,8 | Dunes/ Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| kp6 | 64 | 504 | 100 | 176 | 11,2 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| kp7 | 56 | 496 | 93 | 183 | 5,71 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| kp8 | 40 | 184 | 32 | 244 | 6 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| Kp9 | 40 | 184 | 26 | 250 | 5,71 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| Kp10 | 40 | 144 | 19 | 257 | 18,66 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| Kp11 | 40 | 88 | 17 | 259 | 32 | Sable alluvial et éolien, graviers, calcrète | |
| Kp12 | 32 | 88 | 14 | 262 | 32 | calcrète | |

II.3.3.6 - Profils en long de l'Orange River

Le profil en long de l'Orange River est globalement concave, sauf dans sa partie centrale qui est linéaire ou légèrement convexe (Fig. 5.19).

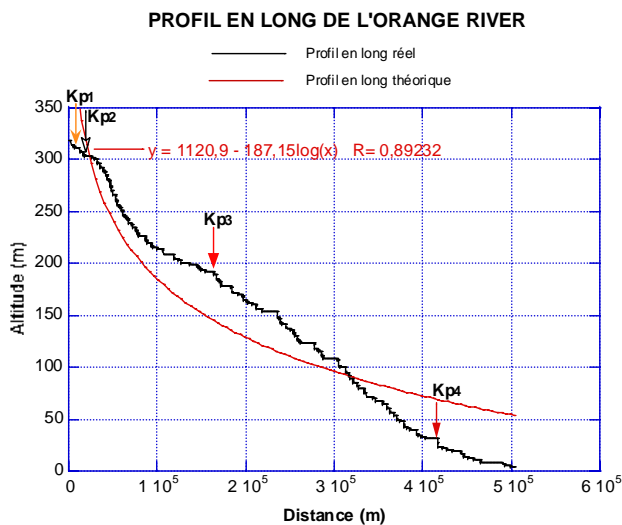


Figure 5.19- Profil en long réel et profil en long théorique de l'Orange River.

Quatre ruptures de pentes ont été mises en évidence. Le tableau 5.6 résume leurs différentes caractéristiques.

Tableau 5.6- Caractéristiques des ruptures de pente de l'Orange River

| kp | H (m) | A (m) | DE (km) | DS (km) | P (m/km) | Lithologie | Faillle |
|-------------|-------|-------|---------|---------|----------|--|---------|
| kp1 | 8 | 312 | 288 | 10 | 0,8 | Granite leucocrate folié | faillle |
| kp 2 | 8 | 304 | 273 | 25 | 1,6 | gneiss à biotite et Hornblende, schistes | |
| kp 3 | 12 | 192 | 138 | 160 | 2, 4 | Granitoïdes indifférenciés /Laves andésitiques, gneiss et schistes | |
| kp 4 | 9 | 32 | 90 | 208 | 12 | Sédiments non consolidés | |

En dehors de la première rupture de pente due à une faille, les trois autres sont liées à la lithologie. On peut aussi remarquer que la pente des ruptures de pente augmente au fur et à mesure qu'on se rapproche de la source alors que leur altitude diminue.

Nous avons localisé les ruptures de pente de chaque cours d'eau sur fond hydrographique (Fig. 5.20).

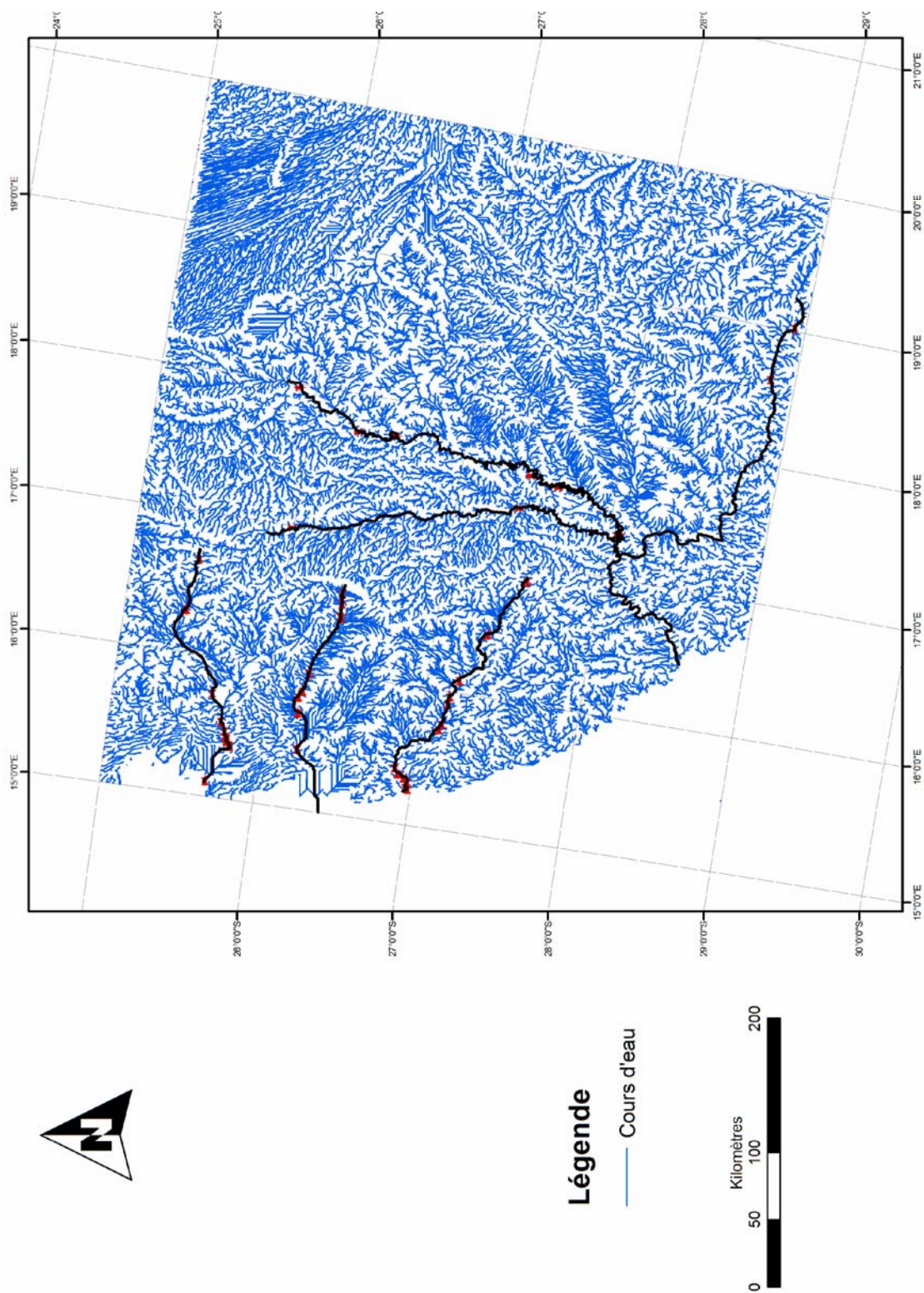


Figure 5.20- Localisation sur fond de la carte hydrographique des knick points des profils en long des principaux cours d'eau du Sud de la Namibie.

II.3.4- Conclusion

L'analyse du réseau hydrographique et des différents profils en long permet de constater que :

1° Les cours d'eau qui constituent le réseau côtier ont tous des profils concaves et par conséquent en équilibre ou proches de l'équilibre dynamique. Certains profils de ces rivières montrent des sauts importants traduisant des réponses récentes du niveau marin relatif.

2° Le réseau interne excepté l'Orange River, est constitué des rivières en déséquilibre total comme en témoigne la convexité de leurs profils en long et les écarts trop grands entre les profils en long et les profils théoriques.

3° Les rivières du réseau interne (Orange River, Fish River et Konkiep River) sont fortement incisées.

Il y a donc un comportement différent des deux types de rivières qui traduit une histoire distincte. Le déséquilibre des rivières internes est inattendu car cela traduit une évolution récente pour des rivières réputées anciennes.

III- RELATION ENTRE MORPHOLOGIE ET FORMATIONS LITHOLOGIQUES

Nous avons étudié le rapport entre la lithologie et certains éléments importants de la morphologie (surfaces d'aplanissement, réseau de drainage, escarpements) d'une part, en croisant les cartes respectives sous ArcGis et d'autre part, en examinant la variation latérale de la lithologie.

III.1– Lithologie et éléments de la morphologie

En superposant la carte des surfaces à celle des lithologies, nous avons mis en évidence les formations lithologiques associées aux différentes surfaces (Fig. 5.21).

- La surface côtière est formée des dunes du Namib où affleurent au Nord une grande variété de roches appartenant à la séquence du Damara ; au centre, les roches du Complexe métamorphique de Namaqua et plus au Sud, les roches du Complexe de Gariep et des Sous-groupes Kuibis et Schwarzrand.
- La surface qui abrite les Inselbergs est constituée des roches granitiques, granodioritiques et métamorphiques (gneiss, métagabbros et métadiorites) appartenant à la Séquence Sinclair et au Complexe de Kairab.
- La surface fortement incisée est la zone où l'on retrouve plusieurs formations. Par ordre d'importance, on peut citer : les métamorphites du Complexe Namaqua, les roches du Groupe Nama notamment des Sous-groupes Kuibis et de Schwarzrand, la Suite Vioolsdrif avec des intercalations du Groupe de l'Orange River, le Complexe Gariep et les roches du Complexe de Bremen qui recoupent la Suite Vioolsdrif.

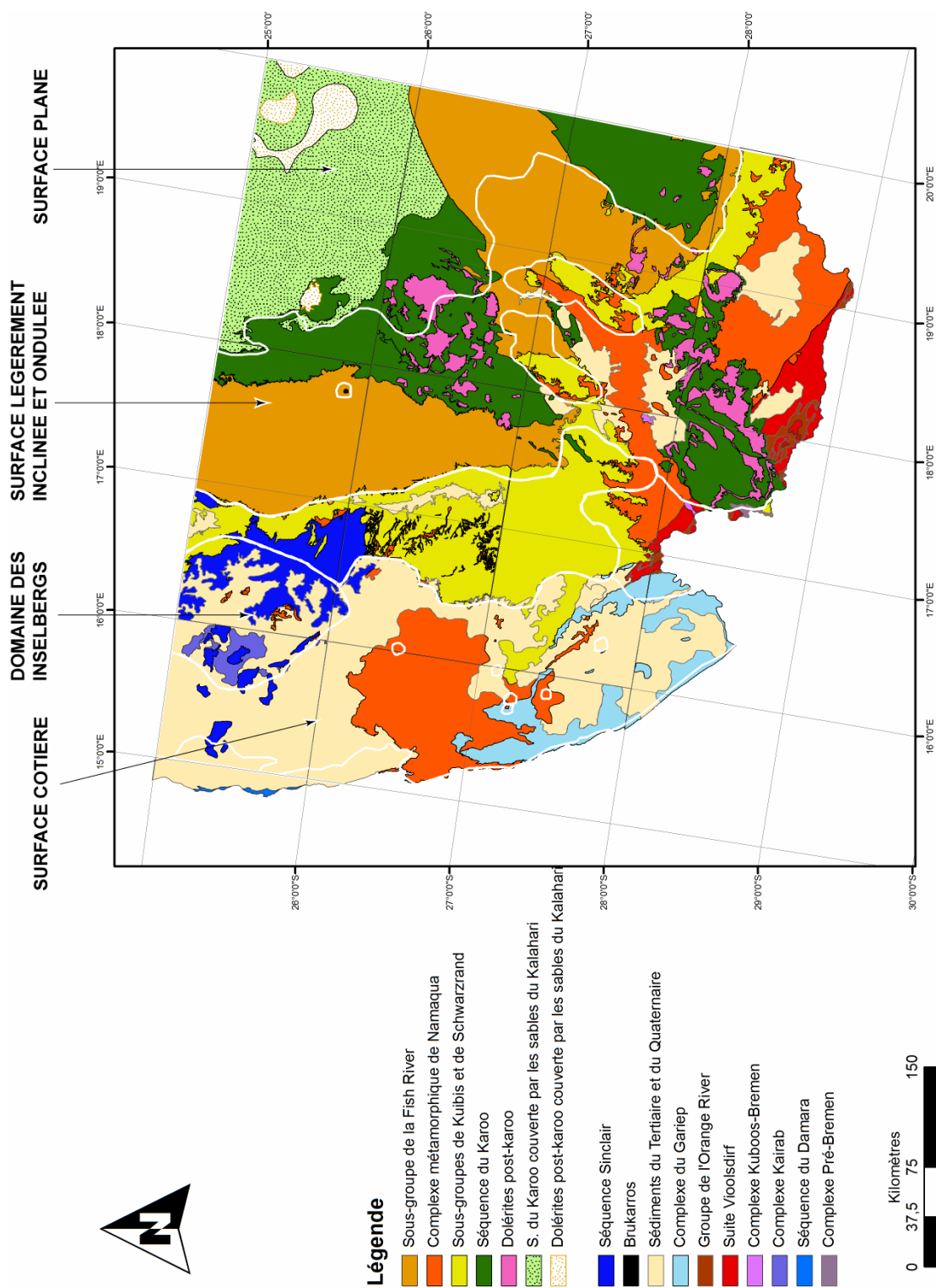


Figure 5.21- Superposition des cartes lithologique et des grandes surfaces (en transparence) du Sud de la Namibie.

- La surface légèrement inclinée et ondulée montre la prépondérance au Nord des formations de la Fish River, de la Séquence du Karoo et la présence au sein des formations de la Séquence du Karoo, des dolérites. Au Sud, il s'ajoute à la Séquence du Karoo, les roches du Groupe de l'Orange River, de la Suite Violsdrif et du Complexe Bremen.
- La surface plane est constituée du Karoo et des dolérites post-Karoo dont une partie est recouverte par les sables du Kalahari. Ces formations du Karoo sont entrecoupées par les roches du Sous-groupe de la Fish River.

En plus, à travers cette superposition, on relève un fait pertinent, certaines limites des grandes surfaces correspondent aux contours géologiques. Par exemple, la limite entre la surface moyennement incisée et la surface légèrement ondulée coïncide très bien avec le contour géologique qui sépare la Formation de la Fish River à celles de Kuibis et de Schwarzrand. De même, la limite entre la plaine côtière et les surfaces incisées correspond aux contours géologiques séparant les formations du Namib et les formations des Sous-groupes de Kuibis et Schwarzrand.

En superposant la carte du réseau hydrographique à celle de lithologies, il apparaît une nette correspondance entre les contours géologiques et les lignes de partage des eaux.

Le résultat est similaire lorsqu'on juxtapose la carte des escarpements et la carte lithologique, les principales lignes d'escarpement se superposent parfaitement aux contours géologiques (Fig. 5.22).

III.2- Etude de la variation latérale de la lithologie

Dans le but de suivre l'extension de certaines formations lithologiques, et de voir si elles ont un effet sur la morphologie, trois logs synthétiques ont été réalisés dans la zone d'étude : le premier dans la plaine côtière (Namib), le second au centre et le troisième plus à l'Est (dans le Kalahari) (Fig. 5.23).

L'analyse conjointe de ces logs et des relations entre les éléments de la morphologie (surfaces, escarpements, lignes de crête) et la lithologie fait remarquer que certaines formations lithologiques ont un contrôle sur la morphologie.

Ainsi, les formations de la Fish River, limitées à la surface ondulée et à la surface plane et confinées à l'intérieur des terres, contrôlent le deuxième escarpement,

Les formations de Kuibis et de Schwarzrand, limités par les deux escarpements dans la zone moyennement incisée, y semblent avoir un contrôle direct.

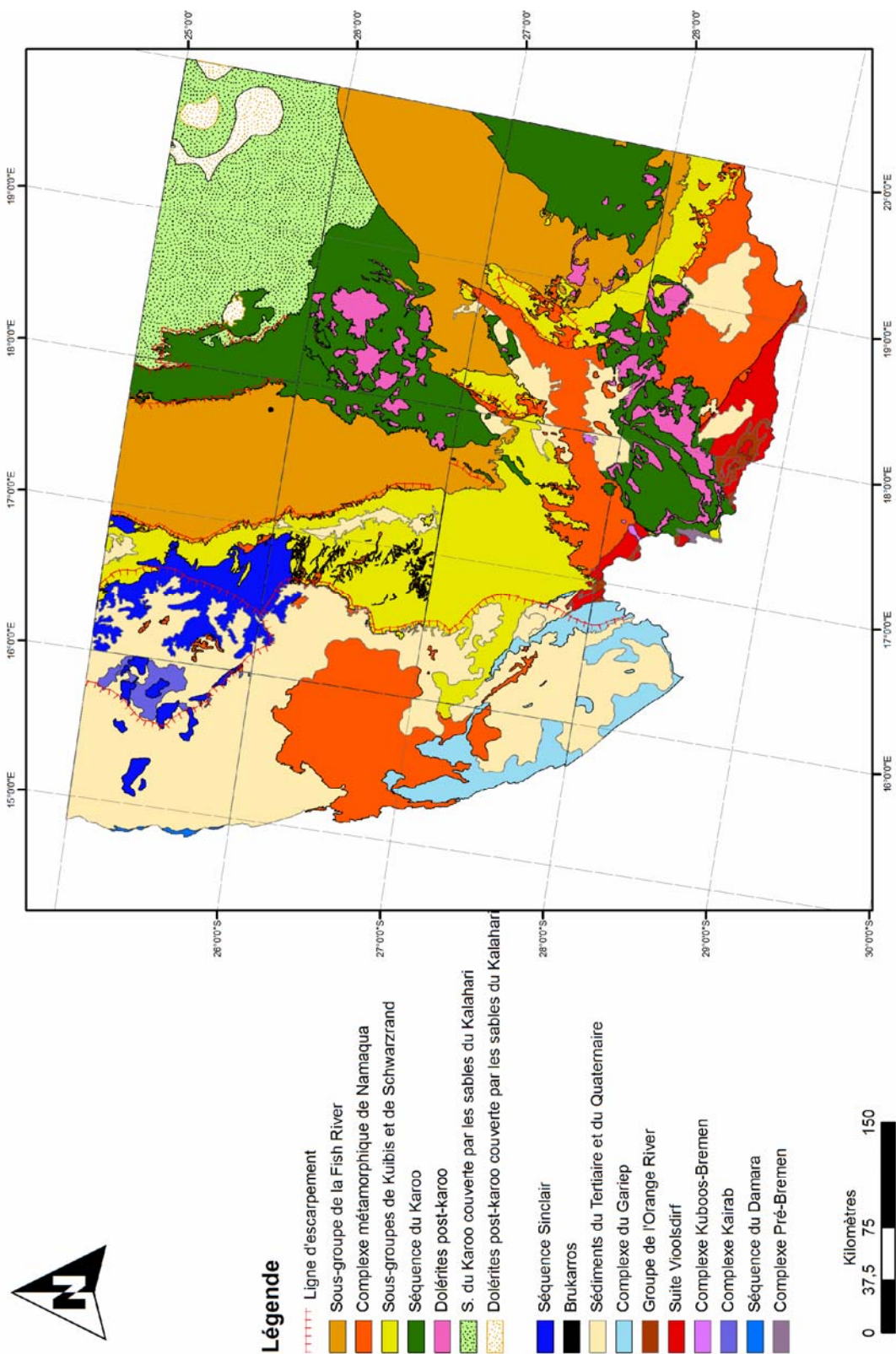


Figure 5.22- Superposition des cartes lithologique et des escarpements du Sud de la Namibie.

De même, les formations de la Séquence Sinclair, dans la surface moyennement incisée, contrôlent la zone des Inselbergs.

Par contre, les formations du Groupe de Namaqua, observées dans presque toute la zone d'étude, celles du Complexe de Gariep limitées à la plaine côtière ou celles de la Séquence de Karoo, retrouvées à l'intérieur des terres à partir du deuxième escarpement n'ont pas à priori un grand effet sur la morphologie.

III.3- Conclusion

De cette étude, il se dégage :

- une coïncidence entre lignes de partage des eaux, contours géologiques, lignes d'escarpements et certaines limites des unités morphologiques, annonçant ainsi un lien très étroit entre la morphologie et la lithologie au Sud de la Namibie ;
- que les formations du "Nama group" ont un contrôle sur les escarpements et la morphologie alors la Séquence Sinclair contrôle le domaine des inselbergs côtiers. Par contre, les métamorphites du Namaqua et le Karoo n'ont aucun effet sur la morphologie.

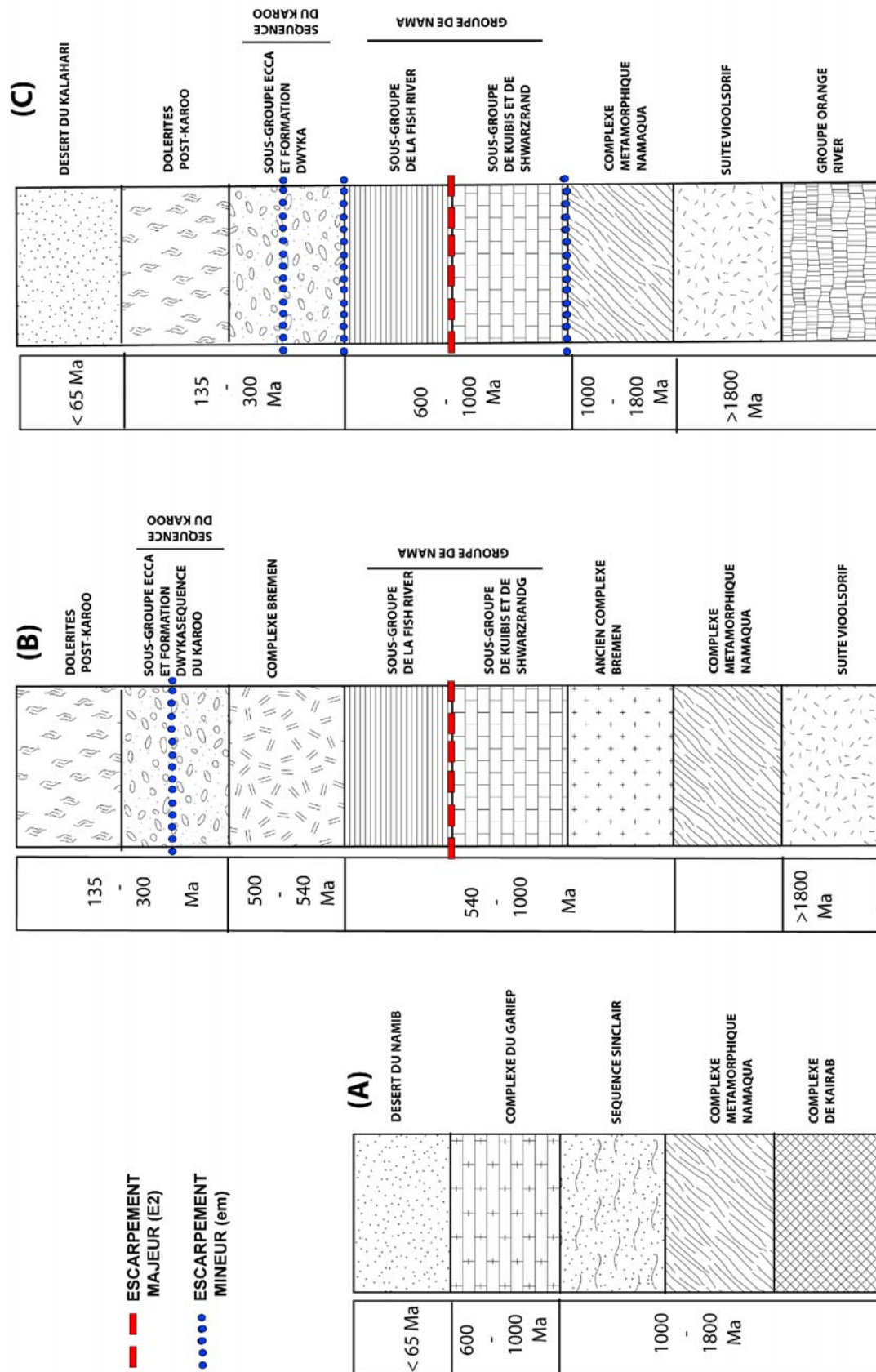


Figure 5.23- Logs synthétiques réalisés à trois points du secteur d'étude : (A), à l'Ouest, dans le Namib ; (B), au Centre et (C), à l'Est, dans le Kalahari. Les formations du Groupe de Nama ont un contrôle sur les escarpements alors que celles de la Séquence Sinclair semblent n'avoir aucun effet sur la morphologie.

IV- INTEGRATION DES DONNEES DE TERRAIN ET DISCUSSIONS

La mission de terrain réalisée en septembre 2009, nous a permis de faire un certain nombre d'observations qui s'accordent parfaitement avec nos résultats sur l'analyse des MNT.

IV.1- Observation des escarpements

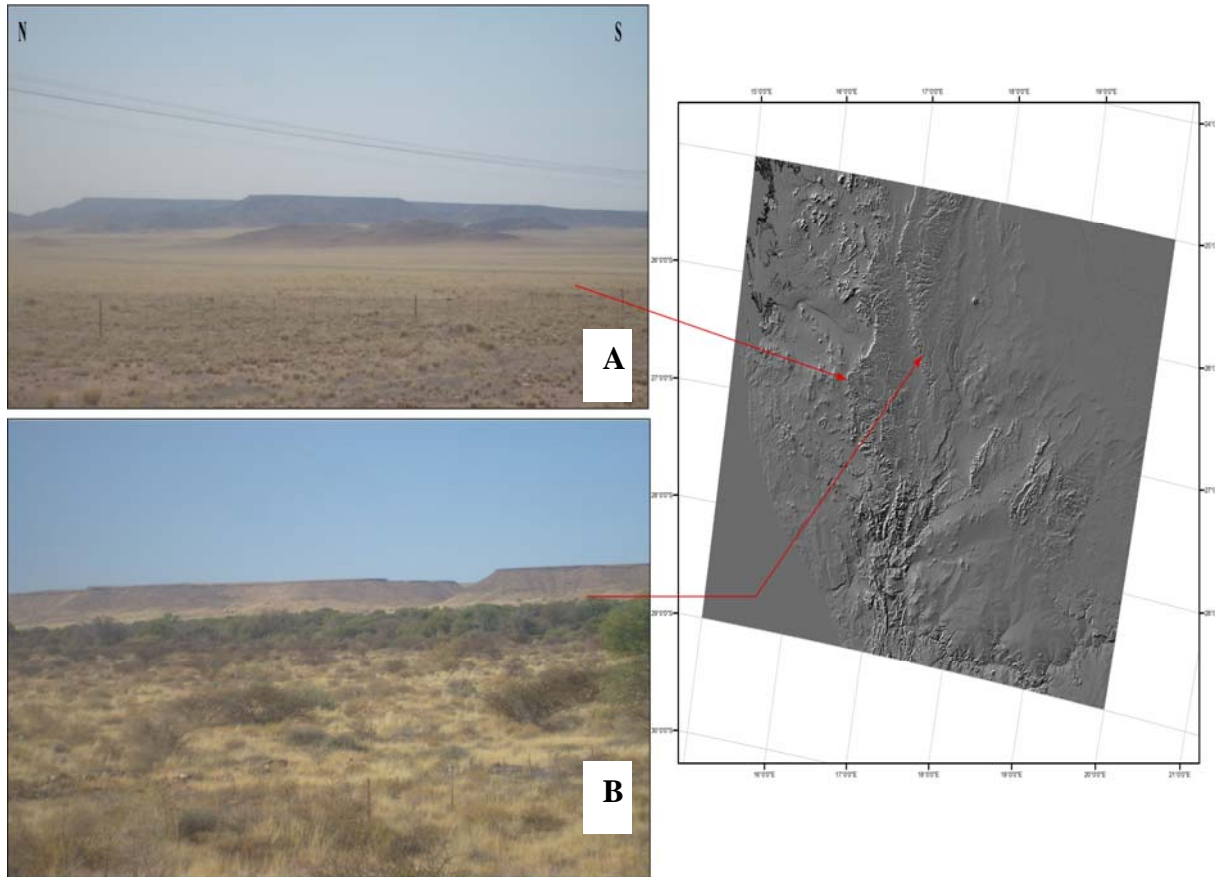


Figure 5.24- Escarpements du Sud de la Namibie observés sur le terrain lors de la mission de septembre 2009 et leur localisation sur un MNT (figure à droite). **A.** escarpement occidental observé au point GPS : $16^{\circ}21'51''\text{E}$ et $26^{\circ}39'32''\text{S}$; **B.** deuxième grand escarpement observé en deux points : $17^{\circ}12'48,9''\text{E}$; $26^{\circ}17'09''\text{S}$ et $17^{\circ}21'37,5''\text{E}$; $26^{\circ}48'23,3''\text{S}$.

En dehors de l'escarpement occidental (grand escarpement) connu de tous et que nous avons observé entre Aus et Lüderitz au point GPS $16^{\circ}21'51''\text{E}$ et $26^{\circ}39'32''\text{S}$ (à 1429 m au pied de l'escarpement) (Fig. 5.24A), d'autres escarpements non encore décrits, en particulier, le deuxième grand escarpement ont été également observés. Ce deuxième grand escarpement a été observé en deux points : $17^{\circ}12'48,9''\text{E}$; $26^{\circ}17'09''\text{S}$; 932 m d'altitude ; $17^{\circ}21'37,5''\text{E}$; $26^{\circ}48'23,3''\text{S}$; 902 m d'altitude (Fig. 5.24B). Ces escarpements marquent toujours un changement de lithologie et parfois de structures lorsque les formations sont essentiellement d'origine sédimentaire. On a pu remarquer que certains étaient plus corrodés

et d'un aspect plus vieux, notamment les escarpements majeurs, alors que les escarpements plus internes étaient encore bien fermes, moins érodés, preuve de leur jeunesse par rapport aux premiers.

IV.2- Les surfaces d'aplanissement

Sur le terrain, plusieurs surfaces d'aplanissement ont été observées. Elles se présentent sous forme de vastes étendues planes ou presque (plusieurs dizaines de km) qui s'emboîtent très souvent au niveau des escarpements, ce qui confère à l'ensemble du relief une morphologie en gradins. Par exemple, entre les villes de Keetmanshoop et Seeheim, au point GPS : 18°6'36''E, 26°37'26''S, on a observé un emboîtement progressif de deux surfaces différentes par leur géométrie (Fig. 5.25):

- une surface ancienne et plus haute, située à 1200 m et constituée de deux types de cônes : des cônes aux sommets aplatis (C1) et de cônes aux sommets anguleux (C2).
- une surface plus jeune et très aplanie située entre 900 et 1000 m d'altitude.

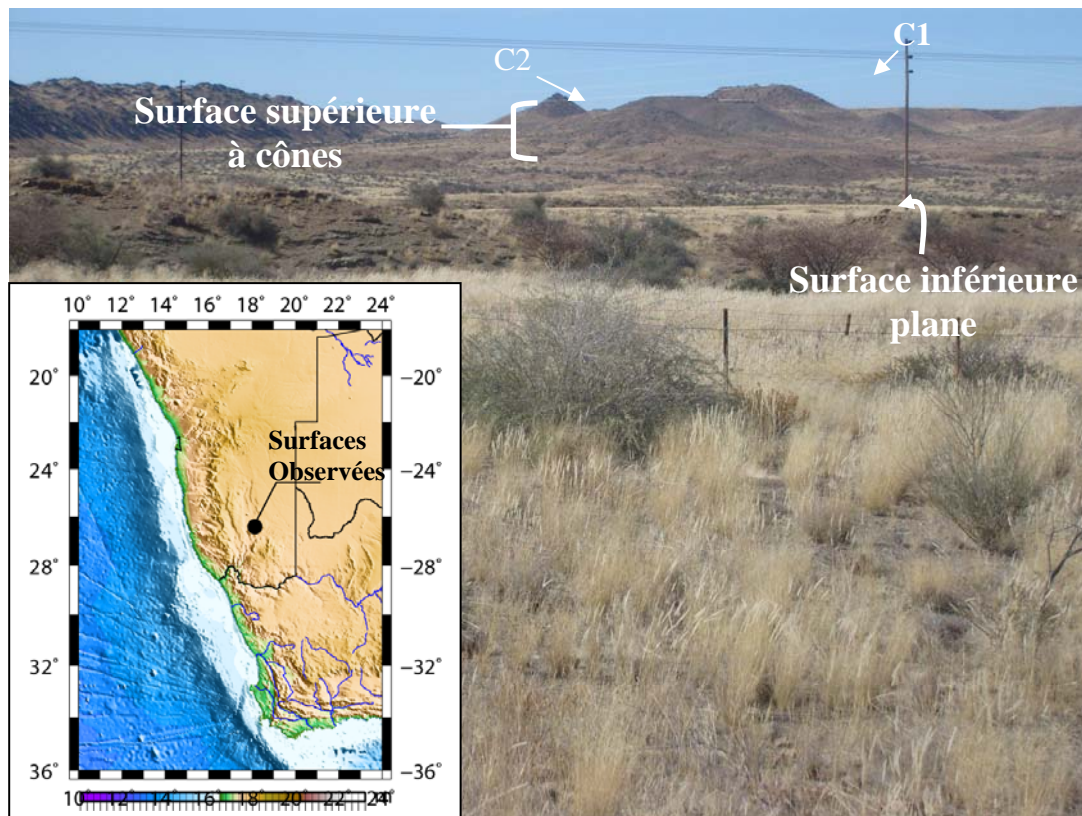


Figure 5.25- Photo montrant l'emboîtement progressif entre deux surfaces d'aplanissement dans la région de Keetmanshoop. La surface supérieure (1200 m d'altitude) montre deux types de cônes : les cônes au sommet anguleux (C1) et les cônes au sommet aplati (C2). La surface inférieure (entre 900 et 1000 m d'altitude) est très aplanie.

De vastes surfaces de calcrètes très aplanies ont été également observées à plusieurs endroits parfois à 1200 m d'altitude. On pense qu'il existe une phase de calcretisation très importante qui modèle une surface plane à 1200 m sur de très grandes surfaces (plusieurs dizaines de Km²). Cette calcretisation est présente sur le socle et sur les basaltes du Karoo (Figs. 5.26A & B). Les calcrètes ont pu être observées jusqu'à 1500 m d'altitude au point GPS : 16°46'26,2''E, 26°37'05''S (Fig. 5.26C).

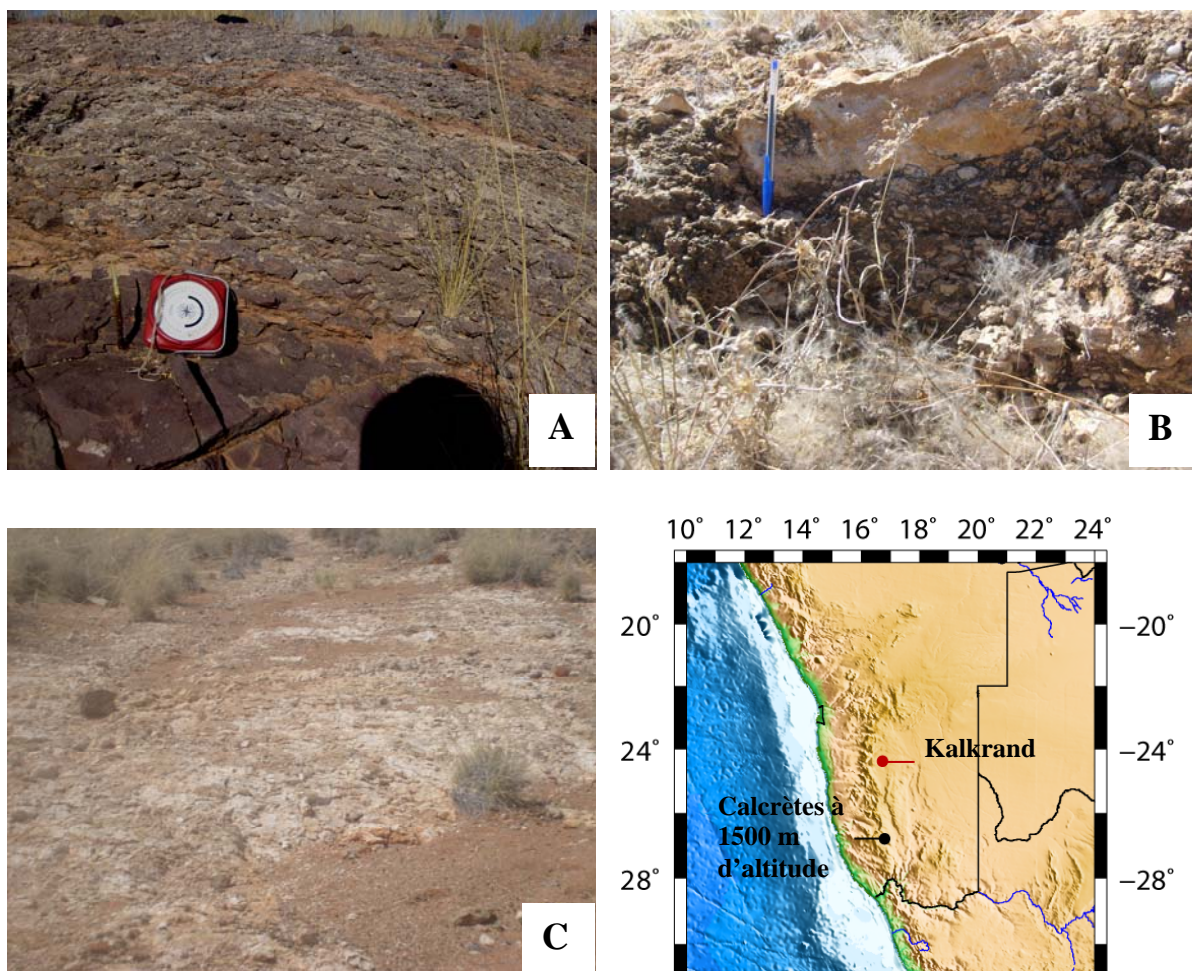


Figure 5.26- Photos de terrain montrant l'étalement de vastes surfaces calcrètes dans la zone d'étude.

A. Basaltes du Karoo calcretisés dans la région de Kalkrand située au Nord de la zone d'étude.

B. Photo montrant une épaisse couche de calcrètes (plus de 2 m), au-dessus des basaltes du Karoo.

C. Calcrète observée à 1500 m d'altitude sur le lit d'un cours d'eau asséché entre Ludéritz et Aus.

CONCLUSION ET DISCUSSION

L'analyse de la topographie du Sud de la Namibie apporte des résultats notables dans la compréhension des relations entre morphologie, érosion, tectonique et lithologie en domaine continental aride ou semi-aride. Deux grands résultats permettent de discuter de l'existence de la déformation dans cette zone réputée « stable » :

Les surfaces planes et les escarpements

Plusieurs surfaces planes ont été mises en évidence à travers une étude de la morphologie sur MNT. Ce résultat est confirmé par les observations de terrain qui montrent que ces surfaces sont de très faibles pentes ($< 0,5^\circ$) et emboîtées. Ceci suggère que chaque surface a une dynamique érosive différente liée à trois paramètres : la lithologie, le climat et la chute du niveau de base. Ce dernier point semble être imputable essentiellement à la tectonique régionale et locale et non pas à l'eustatisme compte tenu des différences cumulées d'altitude entre chaque surface (> 300 m), et de la surface impliquée par l'érosion. Le climat apparaît comme un facteur prépondérant pour l'aplanissement du plateau interne alors que le domaine côtier semble être plus soumis aux variations eustatiques. Les profils en long des rivières attestent bien de cette dichotomie.

Le deuxième résultat porte sur les escarpements qui ne peuvent pas être dissociés de la formation des surfaces d'aplanissement. En effet, en dehors de l'escarpement occidental, dénommé « grand escarpement » et connu, d'autres escarpements non décrits ont été mis en évidence. Ils constituent pour l'essentiel, les limites des surfaces décrites plus haut. L'analyse des pentes est compatible avec l'emplacement de ces escarpements et montre que le passage d'une surface à une autre est soit brutal, soit progressif. Les données de terrain montrent que ces escarpements sont contrôlés par la lithologie.

Mais la question essentielle est celle de l'origine de ces escarpements. Les modèles conceptuels proposés dans la littérature, ne justifient entièrement ni leur origine, ni leur emplacement, encore moins leur âge.

- Le premier modèle qui est celui du retrait progressif de l'escarpement principal du rift parallèlement à lui-même sous l'effet de l'érosion (Beaumont *et al.*, 2000 ; Gallagher *et al.*, 1995 ; Gilchrist & Summerfield, 1990, 1994 ; Gunnel, 1998 ; Tucker & Slingerland, 1994), ne correspond pas à ce que l'on observe en Namibie, car les données de dénudation déduites de l'analyse des traces de fission montrent une dénudation faible en aval de l'escarpement actuel. Or d'après ce modèle, le taux de dénudation doit être plus important au niveau de la hauteur maximale de l'escarpement initial (Gallagher et Brown, 1999a).

- Le deuxième modèle proposé, prédit un recul d'escarpement, puis un rebond isostatique conduisant à la création d'un second escarpement au niveau d'une limite de partage des eaux à l'intérieur du continent (Beaumont *et al.*, 2000 ; Cockburn *et al.*, 2000 ; Persano *et al.*, 2002 ; Van der Beek *et al.*, 2002). La distribution des âges des traces est similaire à celle du modèle précédent, sauf au niveau du domaine de transition où est localisé l'escarpement, et où les âges des traces de fission sont plus jeunes que l'âge du rifting. Ce modèle est partiellement vérifié, car si on retrouve des escarpements parallèles aux lignes de partages des eaux, la question d'âge reste entière.

Toutefois, ces deux modèles sont applicables à l'évolution de l'escarpement occidental, et semblent peu adaptés aux escarpements internes car, le niveau de base (la mer) est très éloigné et qu'ils nécessitent déjà un escarpement initial ; ce qui n'est pas le cas dans la partie interne du plateau, apparemment.

Nous pensons que la formation des escarpements en Namibie en particulier, et en Afrique australe en général, n'est pas liée à un simple processus d'érosion mécanique, mais résulte d'un équilibre entre altération et érosion dans lequel il existe une épaisseur de matériel altéré grossièrement constante qui s'équilibre entre un niveau de base d'altération en profondeur et une évacuation mécanique en surface. Cet équilibre est obligé d'exister car, on ne peut pas imaginer un front d'altération qui s'enfonce en permanence sans perdre son efficacité. Nous avons mis aussi en évidence la présence d'un réseau hydrographique dendritique fruste mais bien visible sur les MNT. Celui-ci traverse très rarement les escarpements, indiquant qu'ils sont présents et constituent des barrières. Ce réseau pourrait correspondre au stade terminal du réseau ayant servi à l'évacuation mécanique du matériel.

La deuxième constatation de terrain semble révéler que les escarpements internes sont plus anciens que les escarpements plus occidentaux. Ceci se traduit par une maturité et un tracé plus complexes pour les anciens. Il semble qu'il existe un processus de rajeunissement des escarpements d'Ouest en Est capable de se propager vers l'intérieur. Deux possibilités peuvent être proposées :

(1) soit une dynamique mantellique qui migre vers l'Est provoquant un léger uplift, rajeunissant ainsi le système en déstabilisant le couplage altération/érosion décrit précédemment (Fig. 5.27, modèle 1) ;

(2) soit une propagation interne du rebond isostatique induit par le retrait de l'escarpement occidental. Ainsi au fur et à mesure du retrait de l'escarpement initial, l'uplift déséquilibre la dynamique altération/érosion permettant ainsi un aplanissement important dans la partie centrale. Le basculement de ces surfaces vers l'Est, fait émettre l'hypothèse de la surrection pour leur mise en place (Fig. 5.27, modèle 2). Une telle hypothèse a déjà été évaluée en Afrique de l'Ouest. En effet, Chardon *et al.* (2006) et Beauvais *et al.* (2008) ont pu

dater une série surfaces (bauxites, ferricrètes et glakis) et montrer que leur formation était liée à la tectonique. Dans le cas de la Namibie, ces surfaces doivent être datées, ce qui permettrait non seulement de mieux les discriminer, mais aussi de définir les différents épisodes de surrection responsables de leur mise en place.

Les deux modèles proposés reposent sur un déséquilibre du couplage altération/érosion provoqué par un mouvement vertical d'origine mantellique ou crustale. On perçoit donc bien le rôle prépondérant de la déformation dans l'évolution du système. La morphologie du plateau sud-africain est bien la trace du couplage entre climat et déformation. Toutefois, le modèle proposé (Fig. 5.27) ne pourra être complètement validé qu'après l'acquisition d'âge permettant de caler cette évolution.

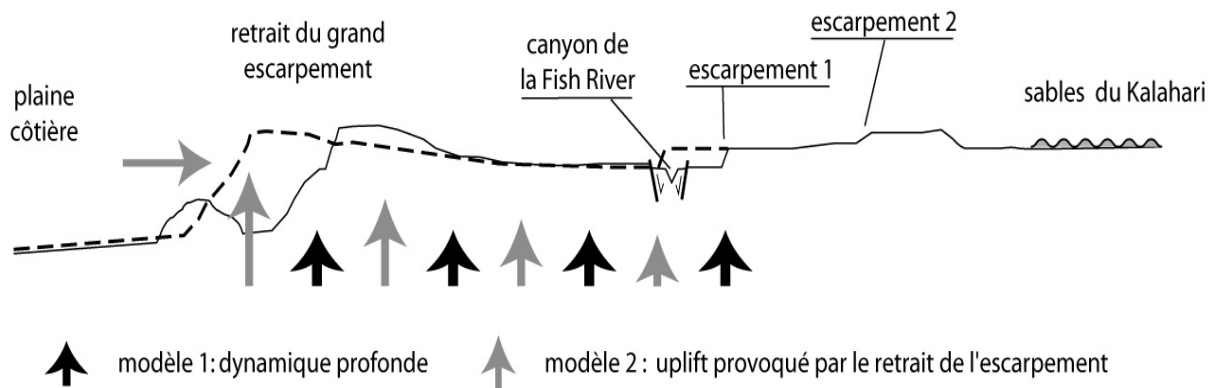


Figure 5.27- Modèle proposé pour expliquer la présence de plusieurs escarpements au Sud de la Namibie.

La déformation du plateau.

L'analyse de la morphologie du plateau sud-namibien a clairement mis en évidence la nécessité d'une déformation impliquant au moins la croûte mais dont l'origine reste à déterminer. Cette déformation déstabilise l'équilibre altération/érosion, ce qui permet ainsi un aplanissement important mais variable spatialement du relief. Cette déformation s'inscrit dans un contexte plus général de déformation extensive dans lequel, la dynamique mantellique semble jouer un rôle important. Il existe donc deux échelles de déformation l'une locale et l'autre régionale impliquant des niveaux crustaux et mantelliques différents. De plus il semble y avoir plusieurs processus de déformation qui interfèrent. Chacun de ces processus correspond à de faibles taux de déformation mais leur conjonction peut engendrer localement une déformation qui devient non négligeable à l'échelle du plateau et de la plaque africaine.

CHAPITRE 6

ORIGINE ET EVOLUTION DU CANYON DE LA FISH RIVER

CHAPITRE 6

ORIGINE ET EVOLUTION DU CANYON DE LA FISH RIVER

Dans les systèmes géomorphologiques continentaux, l'évolution des surfaces est contrôlée par la tectonique, le climat et l'eustatisme. La tectonique et l'eustatisme définissent le niveau de base. Les variations du niveau de base contrôlent l'évolution du relief : ainsi, une chute du niveau de base accentue l'incision alors qu'une remontée ralentit voire bloque l'incision. Les deux paramètres définissent la pente, paramètre fondamental de l'érosion.

Dans ce chapitre, l'objectif est d'expliquer l'origine et l'évolution du canyon de la Fish River, deuxième grand canyon au monde (Schneider, 2004). Car, dans cette figure d'érosion, la rivière s'adapte au niveau de base soit par l'eustatisme, soit par la déformation. Cependant, la région n'étant pas située dans un contexte de frontières de plaques, les marqueurs de déformation sont très peu visibles. De plus, l'absence des terrasses le long de la Fish River et les changements climatiques intervenus depuis le Crétacé, rendent cette étude complexe.

Nous proposons une méthodologie basée sur l'analyse de l'évolution du relief et de la dynamique fluviale (prises comme outils d'enregistrement de la déformation de faible amplitude) à travers les MNT. L'analyse numérique de la fracturation à partir des cartes thématiques issues du MNT et des cartes géologiques du secteur d'étude permettra d'étudier les relations morphotectonique. Les questions ci-dessous constituent la motivation de cette étude :

1. *Comment et quand ce gigantesque canyon a-t-il pu se mettre en place ?*
2. *Comment la rivière a-t-elle pu creuser ses gorges alors que son écoulement est périodique et son débit très faible du moins depuis le Mésozoïque ?*
3. *Comment expliquer que la rivière coule vers le Sud alors que les principales surfaces qui entourent le canyon sont basculées vers le Nord ?*
4. *Quels sont le champ et la chronologie de déformation qui ont prévalu au Sud de la Namibie lors de la formation de ce canyon ?*

I- ETAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES SUR LES CANYONS

I.1- Définition et importance des canyons

En géomorphologie, les canyons sont définis comme des vallées très encaissées et étroites, très souvent de grande importance. En tant que tels, les canyons ne sont donc pas seulement des merveilles touristiques, mais aussi constituent sur le plan scientifique des icônes géologiques qui permettent la compréhension de nombreux processus

géomorphologiques tels que la surrection, l'érosion et la sculpture du canyon (Karlstrom *et al.*, 2008).

Les canyons jouent aussi un rôle très important dans les échanges entre les continents et les océans, et représentent des "conduits" concentrant les transferts d'énergie et de matière au travers de barrières morphologiques. Ils jouent enfin (surtout pour les canyons sous-marins), un rôle dans la stabilité des pentes continentales et contrôlent le transport et le dépôt de sédiments détritiques qui peuvent fournir des roches réservoirs piégeant le pétrole. Mais, nous ne parlerons dans ce chapitre que des canyons terrestres.

I.2- Processus à l'origine des canyons terrestres

Il est difficile a priori d'établir un modèle classique de mise en place des canyons car chaque canyon a son histoire. Le processus de mise en place des canyons dépend donc de leur nature. Deux processus majeurs sont reconnus comme gouvernant la mise en place des canyons terrestres : l'incision et la tectonique. Ces processus sont, en plus, étroitement liés à l'eustatisme et à la lithologie. Etant donné que chaque canyon a son histoire, nous décrirons les mécanismes de mise en place des canyons par des exemples précis.

- Canyons mis en place par l'incision fluviale :

La plupart des canyons sont le résultat de longues périodes d'érosion fluviale dans des régions où alternent strates dures et strates tendres. Les exemples sont nombreux dans ce cas. On peut citer les gorges de l'Ardèche ou celles de Kakouetta situées dans les Pyrénées basques. La chute du niveau de base, les mouvements tectoniques et l'abondance des précipitations ont accéléré le processus d'incision responsable de la formation de ces canyons.

- Canyons d'origine tectonique :

Ils sont formés soit par subsidence d'un bloc le long des failles puis creusement par le cours d'eau, soit à la suite d'un tremblement de terre qui occasionne des failles béantes. L'exemple le mieux connu est celui du canyon de « El Sumidero » au Mexique. La rivière Grijalva qui y coule s'est mise en place à la suite d'un tremblement de terre qui a ouvert une faille dans le plateau et la rivière a commencé à creuser son canyon.

- Modèle de mise en place du canyon par une incision conduite par la tectonique :

Ce modèle vient d'être proposé par Karlstrom *et al.* (2008), au détriment de la seule incision jusque là admise comme modèle de formation du « Grand canyon » du Colorado aux Etats-Unis, plus grand canyon au monde (445,9 km de long, 29 km de large et 1828 m au plus profond). D'après ce modèle, l'incision du canyon par le fleuve Colorado qui y coule, n'est

pas un processus passif d'érosion ou une simple réponse géomorphologique relative à une chute du niveau de base. Le modelé du canyon reflète plutôt un cadre d'érosion influencé par un soulèvement tectonique continu des bords du plateau, sous l'action de la dynamique mantellique.

La datation des canyons est un point important. Les différentes méthodes sont présentées en **annexe B**

Dans quel contexte (climat, tectonique) s'est formé le canyon de la Fish River ? Et quel peut être son âge ?

II- LE CANYON DE LA FISH RIVER

II.1- Etat des connaissances sur le canyon de la Fish River

Le canyon de la Fish River reste encore très mal connu. Il existe très peu d'études faites sur le canyon. Les seuls travaux connus sont ceux de Grünert (2005). Ce dernier a montré en se basant sur les observations de terrain que la formation du canyon de la Fish River a débuté, il y a à peu près, 350 Ma. Pour l'auteur, le canyon qui tranche aujourd'hui jusqu'aux plus vieilles et profondes roches du pays serait mis en place le long d'un graben.

L'analyse de cette hypothèse montre que le canyon aurait été initié par une activité tectonique. Mais, il se pose un problème d'âge car, aucune datation réelle n'a été faite. La configuration actuelle du canyon et tout son environnement laissent présager un âge plus jeune. L'absence des terrasses le long de la rivière, constitue un inconvénient majeur pour la datation du canyon.

II.2- Contexte géologique

Le canyon de la Fish River est le deuxième grand canyon au monde après celui du Colorado en Arizona aux Etats-Unis, (Fig. 6.1). La Fish River, la plus grande rivière de Namibie, qui incise ce canyon, prend sa source dans les montagnes du Naukluft au Nord de la Namibie. Elle se jette dans le fleuve Orange à la frontière sud-africaine après un périple de 700 km et à quelques 70 km au Sud du canyon. Cette rivière sculpte des gorges stupéfiantes aux dimensions impressionnantes : 160 km de long, 27 km de large et jusqu'à 550 mètres de profondeur. L'écoulement de la rivière suit le rythme du climat qui est essentiellement désertique. La rivière s'écoule habituellement entre janvier et avril pour ne devenir qu'un filet d'eau entre avril et juin et une succession de petits bassins le reste de l'année. La rivière coule du Nord au Sud, mais l'on remarque au sein du canyon, la présence des surfaces d'aplanissement plutôt basculées dans le sens opposé.

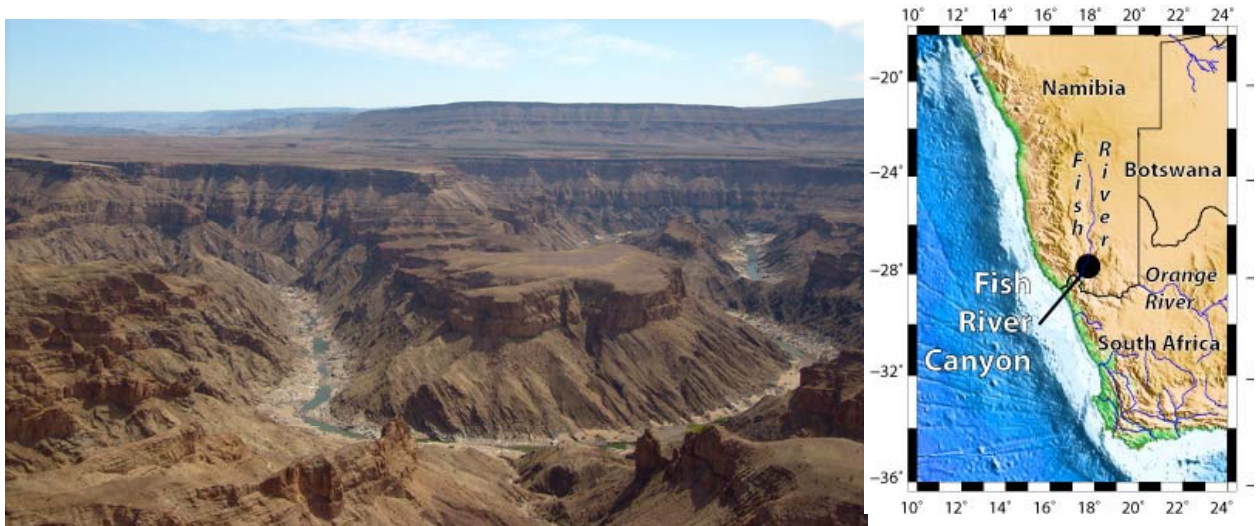


Figure 6.1- Photo montrant une portion importante du canyon de la Fish River.

La figure 6.2 donne l'emplacement du canyon au sein du secteur d'étude.

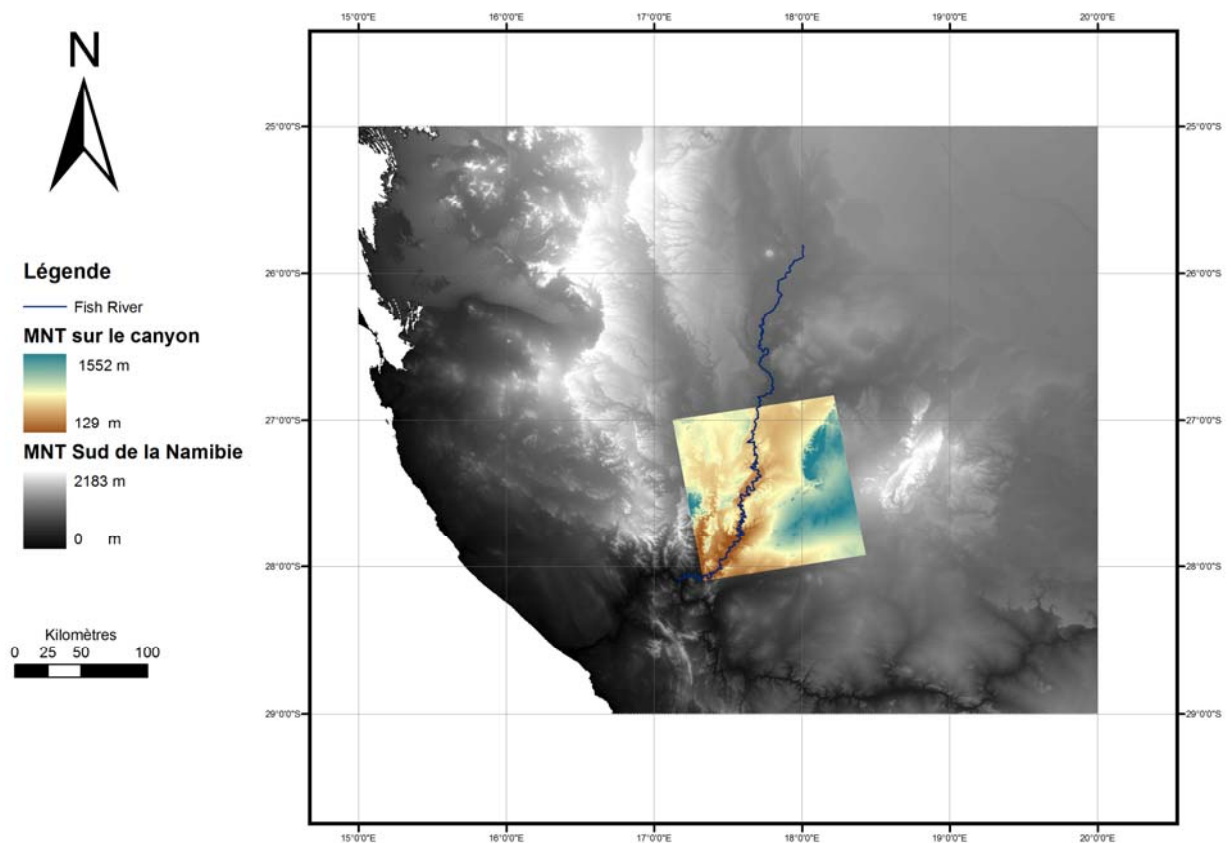


Figure 6.2- Localisation du canyon au sein du secteur d'étude. Le canyon est représenté par la bande colorée.

Le schéma structural réalisé sur le canyon (Fig. 6.3), permet de situer le canyon dans son contexte géologique.

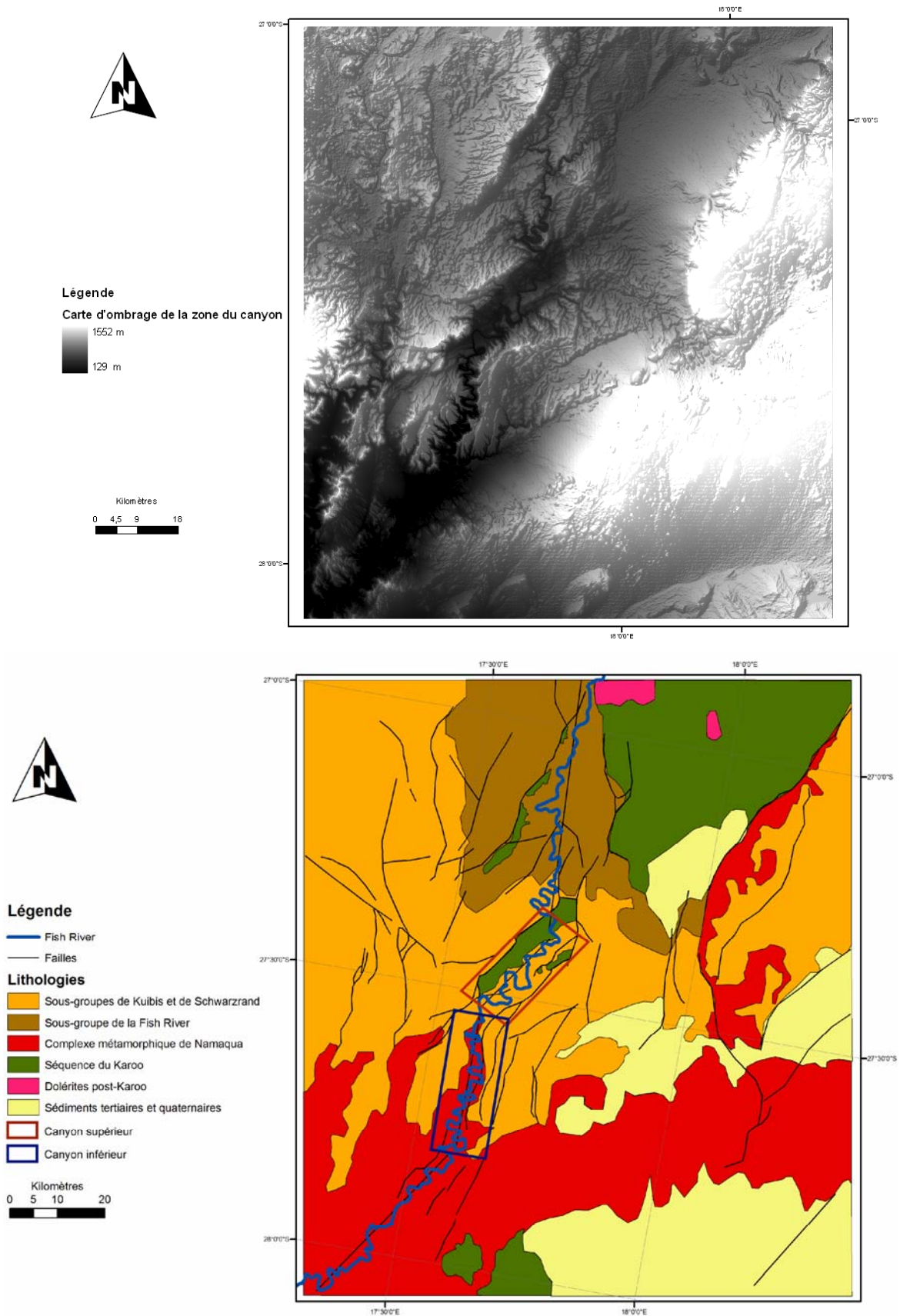


Figure 6.3- Schéma structural des formations autour du canyon et délimitation du canyon supérieur (en rouge) et du canyon inférieur (en bleu). La figure du dessus est un MNT (traitement ombrage) correspondant à la même région.

Sur la base de sa géométrie et de l'importance de l'incision, le canyon de la Fish River se divise en deux parties :

- le canyon supérieur, orienté N40°E et s'étendant entre les latitudes 27°18'S et 27°33'S. Ses dimensions sont 22 km de long, 10 km de large et environ 400 m au plus profond. La rivière incise dans cette partie du canyon, les quartzites et les conglomérats du Sous-groupe de Schwarzrand, les calcaires et les schistes du Sous-groupe de Kuibis tous d'âge néoprotérozoïque à paléoprotérozoïque et les tillites et les conglomérats du Karoo datant du Carbonifère supérieur au Jurassique inférieur.
- Le canyon inférieur, d'orientation N-S, s'étend de 27°33'S à 27°47'S et atteint 530 m de profondeur. L'incision est plus importante, elle atteint les plus anciennes et profondes roches du pays, les gneiss du complexe métamorphique de Namaqua, datés de plus de 1500 Ma. Ceux-ci forment le socle sur lequel repose une couverture sédimentaire faite de formations plus jeunes. Aujourd'hui, ils constituent la base du canyon.

Sur le plan tectonique, le canyon est bordé par des failles dont l'orientation globale est NE-SW pour le canyon supérieur et proche de la direction N – S pour le canyon inférieur. Ces failles assurent le guidage de la Fish River. Ce sont ces deux grandes familles de failles qui semblent contrôler l'évolution du canyon. Une description plus complète est fournie dans l'article (voir paragraphe III).

III- STRUCTURE ET EVOLUTION DU CANYON DE LA FISH RIVER : ARTICLE SCIENTIFIQUE

Résumé de l'article

Le canyon de la Fish River, deuxième grand canyon intracontinental sur la Terre (long de 60 km, large de 27 Km et 550 m au plus profond), incise le plateau sud-Africain. Ce canyon traverse les couches subhorizontales du Néoprotérozoïque et fortement inclinées du Paléoprotérozoïque. Ces deux formations sont séparées par une discordance importante et facilement identifiable.

Une étude de terrain couplée avec une étude de la morphologie montre que la localisation et la géométrie du canyon sont contrôlées par deux grabens: l'un orienté N-S pour la partie basse du canyon et l'autre, NE-SW pour la partie supérieure. Le développement des surfaces internes permet de proposer : (1) que la Fish river était présente avant la formation des grabens lors d'une période humide, (2) que le graben N-S s'est développé avant le graben NE-SW, et (3) que l'incision du canyon résulte de la formation successive des deux grabens. L'orientation de ces grabens est compatible à celle des deux grandes phases de déformation qui ont affecté le plateau sud-africain durant l'Oligocène et le Pliocène. L'origine de cette déformation est liée à la dynamique du manteau.

**THE FISH RIVER CANYON (SOUTHERN NAMIBIA): A RECORD OF CENOZOIC
MANTLE DYNAMICS ABOVE SOUTH AFRICAN PLATEAU**

F. Mvondo, O. Dauteuil, F. Guillocheau

UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, University of Rennes 1, UEB, 35042 Rennes cedex, France.

Abstract:

Elevated plateaux located inside tectonic plates remains geomorphologic features poorly studied. The Fish river canyon (southern Namibia) is the second largest canyon in the world that carved into the south-African plateau for 550 m. Field observations, topographic analysis and satellite image interpretations show that the location and the shape of the canyon are controlled by N-S and NE-SW grabens. The Fish River flowed on the plateau before the formation of the grabens and the incision of the canyon results from the successive formation of the N-S and NE-SW grabens. These stretching episodes belong to two deformation phases that widely affected the south-African plateau during Oligocene and Pliocene. This deformation is attributed to deep-mantle dynamics.

Key words: *canyon, Namibia, climate, tectonics*

Submitted to: Geology

INTRODUCTION.

Some intra-continental regions may display elevated plateau outside orogenic domains. The famous ones are the Colorado plateau and the south-African plateau. These two spectacular geomorphological features have in common roughly-flat top surfaces largely incised by deep canyons. The Fish River Canyon that carved the South-African plateau is the second largest canyon in the world after the Grand Canyon of Colorado. Its depth reaches 550 meters and a huge gorge meanders along a distance of approximately 150 kilometres. Several deep tributaries join the main stream where the Fish River flows. The genesis of continental canyons as the mountain gorges involve different processes than those involved for sub-marine canyons: such an incision requires a fall of base

level compared to the top of the plateau. In continental system, the base level is either the sea level (global reference) or a lake (local reference). This change in relative base level can be either attributed to intracontinental deformation (sudden uplift or subsidence) or variations in local or global eustatism (change in climate conditions). The first hypothesis, if correct, reveals that intra-continental areas located far from plate boundaries may deform. Therefore, tracking the genesis of intracontinental canyons may reveal the subtle deformation occurring inside a continent that is not so stable, as commonly assumed.

In this framework, this work is devoted to the Fish River canyon, a poorly studied canyon carving the south-African plateau. Present day, it is located in an area affected by arid climate

conditions, far from active margin and ocean. This paper address the following questions: how such a canyon is generated: climatic and/or tectonic response? When was it formed? Why is it located inside a continent? This study use field observation, analysis of remote sensing and numerical data and a synthesis of published works.

GEOLOGICAL SETTINGS.

Archean to Cainozoic rocks constitutes the Namibian geology, thus record more than 2600 million years of Earth history including the main tectonic events that built the African framework. Nearly half of the surface area is bedrock exposure, while the remainder is covered by recent surficial deposits of the Kalahari and Namib Deserts located on the South African plateau. This plateau is an abnormal geomorphologic feature that affects nearly one third of the African continent. Its genesis and its age is lively debated. Several authors suggested a genesis prior to Gondwana breakup (Gilchrist and Summerfield, 1994; van der Beek et al., 2002; Pysklwec and Mitovica, 1999; Doucoure and de Wit, 2003; Dauteuil et al., revised). Others works proposed an uplift that rejuvenated the relief during the Upper Cretaceous as proposed by Smith (1982), Partridge and Maud (1987), Nyblade and Sleep (2003) or during the Cenozoic (Reyment and Dingle, 1987). In such a debate, the knowledge of the genesis of the Fish River canyon should help constrain the evolution the South African plateau.

The Fish River is the longest river in Namibia, flowing over 650 kilometers inside the South African plateau, from eastern Naukluft Mountains at North to Orange River at south (Fig. 1). This is one of the few number of rivers that rely the internal South African plateau to the ocean and therefore crossing the Great Scarp. The morphology of the South African plateau is

shaped by several erosional surfaces including the famous “African surface” firstly described by King in 1948. Their elevations range from 1000 m to 1500 m (Fig. 1). Field studies show that these imbricated surfaces were formed during different erosional stages and weathering episodes. The genesis of these surfaces is largely debated (see a synthesis herein Burke and Gunnel, 2008). These erosional surfaces are limited by scarps: two or three scarps from the Atlantic shoreline to inner part. The inland underwent a more or less continuous phase of denudation that may reach 5 km in some places (Gallagher *et al.* 1999; Brown *et al.*, 2000). The Fish River meanders through the plateau and carves largely it at latitude 27° 28'S forming a wide and deep canyon system. Upstream the river runs through sub-horizontal strata of lower Nama group (Fig. 2). These terrigenous and carbonates strata belong to Kuibis formation of Late Neoproterozoic. They overlay metamorphic rocks (granites and gneiss) forming the Namaqualand group of Palaeoproterozoic. The foliation of these metamorphic rocks dips 50° toward NW strike on NE-SW direction. A main unconformity separates the two units that can be well observed locally on the canyon flanks and at the bottom of the canyon (Fig. 2). This unconformity was used as a marker from structural mapping.

The Fish river canyon itself, is located at latitude 27°36' S and longitude 17°41'E. It incises the South African plateau up to 550 m. Several surfaces separate the bottom from the top of the canyon showing rocks of Nama and Namaqualand formation revealing a complex incision story (Fig. 2). From the canyon mouth to its confluence with the Orange River, the Fish River runs through widely eroded area of Namaqualand formations. In terms of incision and morphology, the canyon is usely separated into two parts: the upper and the lower canyons.

The upper canyon

The upper canyon is located in the northern part of the system: it extends from 27°18'S to 27°33'S. It trends at N040° inside a wide valley with a flat bottom, long of 22.8 km and wide of 10 km. The U-shaped valley incised of 400 m the surrounding plateau. In the flat bottom, the river stream displays meanders forming two main imbricated surfaces (Fig. 3). These surfaces gently dip toward southeast in a direction compatible with the present-day river flow. The size of meanders increases southward. The incision affects only the Nama sedimentary group, the Namaqualand metamorphic complex scarcely outcrops only on southeastern side, in deep narrow valleys located on the SE high flank of the canyon.

The depression has a rhomb shape that is limited by NE-SW and NNW-SSE faults. The vertical throw of these faults is estimated thanks to the offset of the main unconformity that separates Nama and Namaqualand formations. Indeed the old Namaqualand unit crops out on the southeastern flank of the canyon at an elevation of 680 m, while it is invisible in the canyon bottom. Therefore, a NE-SW graben controlled the upper canyon.

The lower canyon

The southern part of the canyon trends N-S from latitude 27°31'S to latitude 27°47'S. It is 530 m deep and 30 long. Reversely to the upper canyon, the deep meanders incise the bottom of a wide U-shaped valley located at an elevation of 700-900 m (Fig. 3). The bottom surface dips 1 degree eastward that it is incompatible with the southward stream of the river. The meander size, the incision amount and the number of attributes increase toward the canyon mouth, at south. The river displays lot of meanders with short attributes mainly located on the western side of the river. The incision largely affects the

Namaqualand metamorphic complex inside the canyon and the main unconformity that separates the two units is easily seen on the canyon cliffs (Fig. 3). It attests an increase of erosion southward. The canyon morphology suddenly changes at south of latitude 27°47'S where the canyon and the upper surface of plateau disappear.

The canyon flanks reveals that the main unconformity is offset along N-S normal faults. The vertical throw is greater on the eastern fault than on the western fault (Fig. 3). The fault pattern corresponds to an asymmetric graben trending N010° compatible with the slope the valley bottom. The western side of the graben is higher of 200 m than the eastern one. The valley bottom displays a curve shape northward dipping northward at the junction with the upper canyon. At this place, the river flows reversely to the slope of the bottom surface attesting that the river exited before it and consequently before the tilting. At south, this surface is high (850 m) with a horizontal or slight southward dip.

At the canyon mouth, the sudden change in morphology suggests the location of a main fault zone trending NE-SW. It cannot be simply mapped on south part of the canyon because the intense erosion removes it. However, it remains a scarp at the north-east of the canyon exit. This NE-SW faulted zone is parallel to the trend of the upper canyon. Downstream, the canyon ends in a wide plain at an elevation of 600-500 m where the Fish River runs over 60 km until the Orange River.

DISCUSSION AND INTERPRETATION.

This integrated analysis revealed that two grabens localised and shaped the Fish River canyon. Therefore, it results from a coupling between a tectonic story and the climate evolution of the area. However, the characteristics of the two canyons attest a

complex poly-phased genesis with a different story between the lower and the upper segment, respectively at south and north. We will examine successively the genesis of each sub-canyon before analysing the timing.

The upper canyon is located inside a NE-SW wide and deep graben. Its bottom shows two main erosional surfaces formed after the graben subsidence. The relative chronology between the Fish River and the graben genesis is deduced thanks observations outside the canyon. At north of the upper canyon, the Fish River displays a meander pattern that incises of 80-100 m the regional upper surface before coming in the upper canyon. This local over-incision of the African surface results from a fall of relative base level. Is this fall local or global? The upper graben did not record this fall. First of all, the graben bottom displays a rough sub-horizontal morphology with two inset terraces, weakly incised (less than 15 m). Then, there is no significant knick point along the river stream especially at the canyon border. Thus, the fall of base level was local. It came from the subsidence of NE-SW graben that lowered the local relative base level and thus incised the plateau upstream the graben. By consequence, the Fish River was already present when the NE-SW graben formed. If the river was present before the graben, a question rises: how does it go out the graben? The river stream follows the graben and comes in the lower canyon after crossing a zone with only one terrace (the lower one). No trace of the old stream is observed on the south-est side of the graben. Thus the Fish River crossed that area before the graben genesis that slightly the river.

The lower canyon is located inside a N-S shallow graben that deepens northward toward the junction with the NE-SW graben. This graben belongs to a set of N-S grabens located on both side of the canyon. Unlike to upper canyon where the river runs on the graben floor,

the river deeply incises the graben bottom: the stream flows 350 m lower than the floor. This main difference reveals a different story between the two canyons. The topography of graben floor displays different slopes with southern part dipping slightly southward (0.4°), a middle part dipping 0.7° northward and a northern part with a 1.7° northward slope. In continental context, erosional flat surface outside river-controlled domains have slopes less than 1° ; therefore higher angles result from a tectonic tilting of a sub-horizontal surface. Thus, we conclude that the northern part of the graben floor subsided of 250 m after its genesis. This late subsidence is localized at the junction with the upper graben and constrains the relative timing between the two grabens. As a first hypothesis, this late tilting can be attributed to a difference in subsidence strike on the lower graben generated by the extension process. However, this hypothesis can be rejected because a change in the subsidence amount results from a change in stretching amount and thus a widening of the graben. That is not observed: the graben has roughly the same width attesting a homogeneous stretching and so the same subsidence. A second more realistic hypothesis assumes that a late deformation downlifted the north part of lower graben. The deformation is attributed to the genesis of the upper graben that partially affected the lower graben. Therefore, the upper graben was formed after the lower graben.

At least, the floor of the lower graben dips northward along half of the canyon length, while the river flows southward: thus the river runs counter to the local slope. Therefore, the river was present before the genesis the N-S graben. This observation is consistent with the presence of the Fish River before upper graben and with the relative timing between the two grabens.

To sum up, the Fish River flew over the plateau longtime before the genesis of the two

grabens. Then a small E-W extension slowly generated the lower graben whose bottom was progressively carved by the Fish River. At least, the upper graben formed during an NW-SE extension. This tectonic episode downlifted a part of the floor of the lower graben and allowed the incision of the plateau at north of the graben.

Deformation of South-African plateau.

The location and the morphology of the two canyons are controlled by grabens that have border faults trending parallel to the main graben direction. By applying the method of Tron and Brun (1991) and of Dauteuil and Brun (1993), the fault pattern of the two grabens is compatible with normal rifting: we estimated two stretching directions perpendicular to the graben trends, NW-SE and E-W respectively. The fault pattern such a trend difference of 45° corresponds to two distinct tectonic phases, each one having its own deformation pattern. The first one is associated to an E-W stretching forming a set of small grabens widespread over a wide zone and confined into an E-W corridor. The second phase generated a NW-SE extension that formed a deep narrow graben. Even if they affected the same area, these two phases appear relatively independent in time: the E-W stretching is prior to the NW-SE one.

The age of these phases is difficult to estimate by lack of geological markers. However, the same structural trends (N-S and N-SW) were recognised on the south-African plateau. The well documented is the NE-SW trend because it corresponds to the Kalahari rift mainly located in Botswana. It extends from the eastern border of the Caprivi Strip in Namibia to the South-West of the Okavango delta. This rift joints the east-African Rift system throughout the Kariba rift in Zimbabwe and the Zambezi transform zone. This rift system is interpreted as a south-westward propagation of east-African Rift (REF). Scarce works (REF) suggest maybe a

normal fault at south of the Okavango delta. No other recent NE-SW features have been described. By consequence, the NE-SW graben of the Fish River is a new evidence of this deformation pattern that affected the western side of the south-African plateau. The connection between the Botswana and Namibian rifts are overlain by the Kalahari sands. The isopach map of this continental deposit (Haddon, 2005) reveals several NE-SW deposit centers and a NE-SW basement high, just at south of the Kalahari rift, jointed Windhoek (Namibia) and Maun (Botswana). Therefore, this NE-SW system is older or contemporaneous to the first deposits whose age is estimated less than 5 Ma for the lower part (Huntsman-Mapila *et al.*, 2005; Ringrose *et al.*, 2002; Thomas and Shaw, 1991). The maximum of accumulation occurred during the late Pleistocene (Stokes *et al.*, 1997), Kinabo *et al.* (2007) suggested an age of 120 000 BP for the maximum accumulation. Thus we can propose that the rift system is older than 120000 yr and probably around some Ma. This recent age is consistent with the relative timing inferred from the Fish river canyon. The Fish river canyon and the Okavango rift have the same low subsidence amount indicating a phase of weak stretching.

The second N-S structural trend is poorly described throughout the south-African plateau, except in the East-African rift at the NE of the south-African plateau. However, N-S rifts disappear at latitude of 20°S on the eastern margin of Africa. Nothing was mentioned in the central plateau. The only evidence of such structure with this trend is the graben of Windhoek that is mapped on geological map. This graben is associated to phonolite intrusions whose ages range from 52 to 34 Ma (Burger and Walraven, 1976; Marsh, 2010). The geological maps and satellite images reveal also meridian faults that affect Karoo basalt at south of

Windhoek and close to the Skeleton coast, at north (Fig. 4). These later structures are not dated, but they worked after Hauterivian break-up phase and very probably during Cenozoic. This phase of E-W extension seems mainly restricted at the western side of the south-African plateau and did not affect the coastal plain limited by the main scarp at west. The limited width and subsidence amount associated to these features indicate a very small amount of stretching, as observed in the Fish river canyon. The isopach map Kalahari sand does not display N-S depot centers except at NE of Namibia and in Angola. Thus no significant relict morphology associated to these features remained before these deposits. These facts indicate that the N-S features are very ancient and correspond to low deformation.

Therefore, the south-African plateau is affected, at least, by two extensional phases: the first one at the earlier Oligocene corresponds to a tiny E-W extension apparently restricted to the western side. The second one stretched NW-SE the entire plateau during the late Pleistocene, maybe slightly before.

Origin of the deformation.

During the middle to late Cenozoic, the south-African plateau is largely deformed, not only on its eastern border where the east-African rift propagated southward since the late Miocene. In the central part, this deformation started early, during the Eocene by an E-W localised extension mainly focused on the western side of the plateau. The Pliocene NE-SW stretching is more invasive because it affects the entire plateau.

If the southward migration of the east-African rift results in a process of continental breakup, the origin of two other extensional phases is unknown. The hypothesis of a southwestward propagation of the east-African rift inside the south-African plateau with the

Kalahari rift and NE-SW graben of the Fish river canyon cannot be longer proposed because this rift belongs to a set of rifts widespread throughout the south-African plateau.

This pervasive extensional deformation could result in a gravitational collapse of the high plateau generated by an abnormal crust and by a stress relaxation around southern part of Africa. This model predicts a more or less radial stretching around South Africa and, thus, is poorly compatible with parallel rifts throughout the plateau. The organisation of the stretching field is compatible with a horizontal shearing at the base of the lithosphere imposed by the mantle dynamics. Forte et al. (2010) have inverted the present mantle dynamics given by the tomography through the time. Their simulation displays NW-SE shearing in the middle plateau and E-W shearing at the western side of the plateau. This simulated shearing field displays a direction variability that fits well with the geological observations. Therefore, we propose that these deformations are generated by deep-mantle dynamics.

Tectonics versus climate changes

The genesis of the Fish river canyon results from a coupling between tectonics and climates: the tectonics localised the river stream while the climate controlled the incision rate. This work highlights that the location of the river stream is poorly affected by the graben genesis. The reconstruction revealed that the river was present before the two tectonic phases. The tectonics changed locally the relative level base increasing the incision, first in the lower graben and then on the northern border of the upper graben. Thus the erosion rate was more effective than the deformation rates because the relief produced by the deformation never change drastically the river stream. During the Cenozoic, the climate evolved from a humid period between late

Paleocene and late Oligocene (23 Ma), then started an arid period until today.

The timing of these climate stages is compatible with the timing between tectonics and incision. Indeed, the largest incision affected the plateau during the genesis of the lower N-S graben at the Eocene, the most humid period. The second incision phase is consecutive to the upper graben subsidence. This phase mainly incised the NW side of the canyon, no important deposits remains downstream, inside the upper graben. It is compatible a context discontinuous river flowing in dryer climate as occurred during the Pliocene.

CONCLUSIONS.

Our work combining morphology and tectonic analysis about the Fish river canyon concluded that the canyon results from a coupling between climate variations and two tectonic phases. The tectonic deformations formed two grabens associated to each part of the canyon. The first one results from a small E-W extension during the Eocene. It generated the largest incision of lower canyon because it

occurred during a humid period. This phase is poorly known at the scale of the south-African plateau and is mainly focused on the western border this plateau. The second tectonic phase is a NW-SW extension that generated the subsidence of the upper canyon during the Pliocene. During this dry period, the water charge was enough to erode the NW border of the upper canyon but not enough to fill the subsiding graben. This study revealed that this NW-SE extension previously documented on the eastern side of the plateau affected also the eastern border. Therefore, this tectonic phase shaped the entire south-African plateau into NE-SW horsts and grabens as the Kalahari rift. It controlled the Kalahari deposits, at least partly, and thus had a main significance in terms of topography evolution and sedimentation accumulation. The characteristics of this deformation (widespread parallel grabens throughout the plateau, small diffuse strain) indicate that the deep-mantle convection may act on the lithosphere of the South-African plateau.

Acknowledgments:

The CNRS-INSU program "Action Marges" and ANR TopoAfrica support this work. We thank M. de Weet for helpful knowledge about the south-African plateau. We appreciate constructive discussions with A. Forte and R Moucha about the mantle dynamics.

References

- Brown, R. W., et al. (2000)- Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in *Geomorphology and global tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 255-281, John Wiley & Sons, LTD.
- Burger, A. J., Walraven, T., (1976)- Summary of age determinations carried out during the period April 1975 to March 1976, *Annals of the Geological Survey of South Africa*, 11, 323-329.
- Burke, K., and Y. Gunnell (2008)- The African erosion surface: A continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years., *Geol. Soc. Am. Mem.*, 201, 72.
- Dauteuil, O., and J. P. Brun (1993)- Oblique rifting in a slow-spreading ridge., *Nature*, 361, 145-147.
- Doucoure, C. M., and M. J. de Wit (2003)- Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa, *Journal of African Earth Sciences*, 36(4), 371-388.

- Gallagher, K., and R. Brown (1999)- The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, edited by N. R. Cameron, et al., pp. 41-53, Geological Society of London, Special Publications.
- Gilchrist, A. R., et al. (1994)- Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: implications for the controls on landscape development from observation and numerical experiments, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12,211-212,228.
- Haddon, I. G., and T. S. McCarthy (2005) - The Mesozoic-Cenozoic interior sag basins of Central Africa: The Late Cretaceous-Cenozoic Kalahari and Okavango basins, *Journal of African Earth Sciences*, 43, 316-333.
- Huntsman-Mapila, P., et al. (2005)- Cryptic indicators of provenance from the geochemistry of the Okavango Delta sediments, Botswana, *Sedimentary Geology*, 174(1-2), 123-148.
- Kinabo, B. D., et al. (2007) - Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana, *Journal of African Earth Sciences*, 48, 125-136.
- Marsh, J. S. (2010)- The geochemistry and evolution of Palaeogene phonolites, central Namibia, *Lithos*, 117(1-4), 149-160.
- Nyblade, A. A., and N. H. Sleep (2003) - Long lasting epeirogenic uplift mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12), 1105, doi 1110.1029/2003GC0000573.
- Partridge, T. C., and R. R. Maud (1987)- Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic, *South African Journal of Geology*, 90(2), 179-208.
- Pysklwec, R. N., and J. X. Mitrovica (1999)- The role of subduction induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin, *Journal of Geology*, 107, 155-164.
- Reyment, R. A., and R. V. Dingle (1987)- Palaeogeography of Africa during the Cretaceous period. , *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 59, 93-116.
- Ringrose, S., et al. (2005)- Sedimentological and geochemical evidence for palaeo-environmental change in the Makgadikgadi subbasin, in relation to the MOZ rift depression, Botswana, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217(3-4), 265-287.
- Smith, A. G. (1982) - Late Cenozoic uplift of stable continents in a reference frame fixed to South America, *Nature*, 296, 400-404.
- Stokes, S., et al. (1997)- Multiple episodes of aridity in Southern Africa since the last interglacial period, *NATURE*, 388, 154-158.
- Thomas, D. S. G., and P. A. Shaw (1991)- The Kalahari Environment, *Cambridge University Press*, 284 pp.
- Tron, V., and J. P. Brun (1991) - Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems., *Tectonophysics*, 188, 71-84.
- Van der Beek, P., et al. (2002) - Modelling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin, *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2351, doi: 2310.1029/2001JB000744.

Figure captions:

Figure 1- Structural map of Fish river canyon with faults and slope trend plotted over a shaded DEM. The map was done based on field observations, interpretations of satellite images and DEM. In insert, topographic map of South-West Africa with location of the Fish river canyon.

Figure 2- Photography of Fish river canyon showing the unconformity between the subhorizontal Nama group (Late Neoproterozoic age) and the Namaqualand metamorphic complex (Paleoproterozoic age) dipping 50° toward NW.

Figure 3- Geological sections across (A, B) and along the Fish river canyon (C). Their locations are plotted on figure 1. The profile C displays the elevation of the lower surface along the canyon: it is higher in south than in NE, while the Fish river flows southward. The E-W profiles A and B show the graben differences in terms of subsidence: the upper graben is more subsiding than the lower graben.

Figure 4- Deformation pattern of south-African plateau during the Cenozoic plotted on the topography. This map results from a compilation of our results and several previous works. The Cenozoic deformation is subtle and corresponds to two sets of normal faults: NE-SW and NS. The N-S set is restricted to the western side of the while the NE-SW set widely deformed the plateau. This later deformation seems have controlled partly the Kalahari deposits.

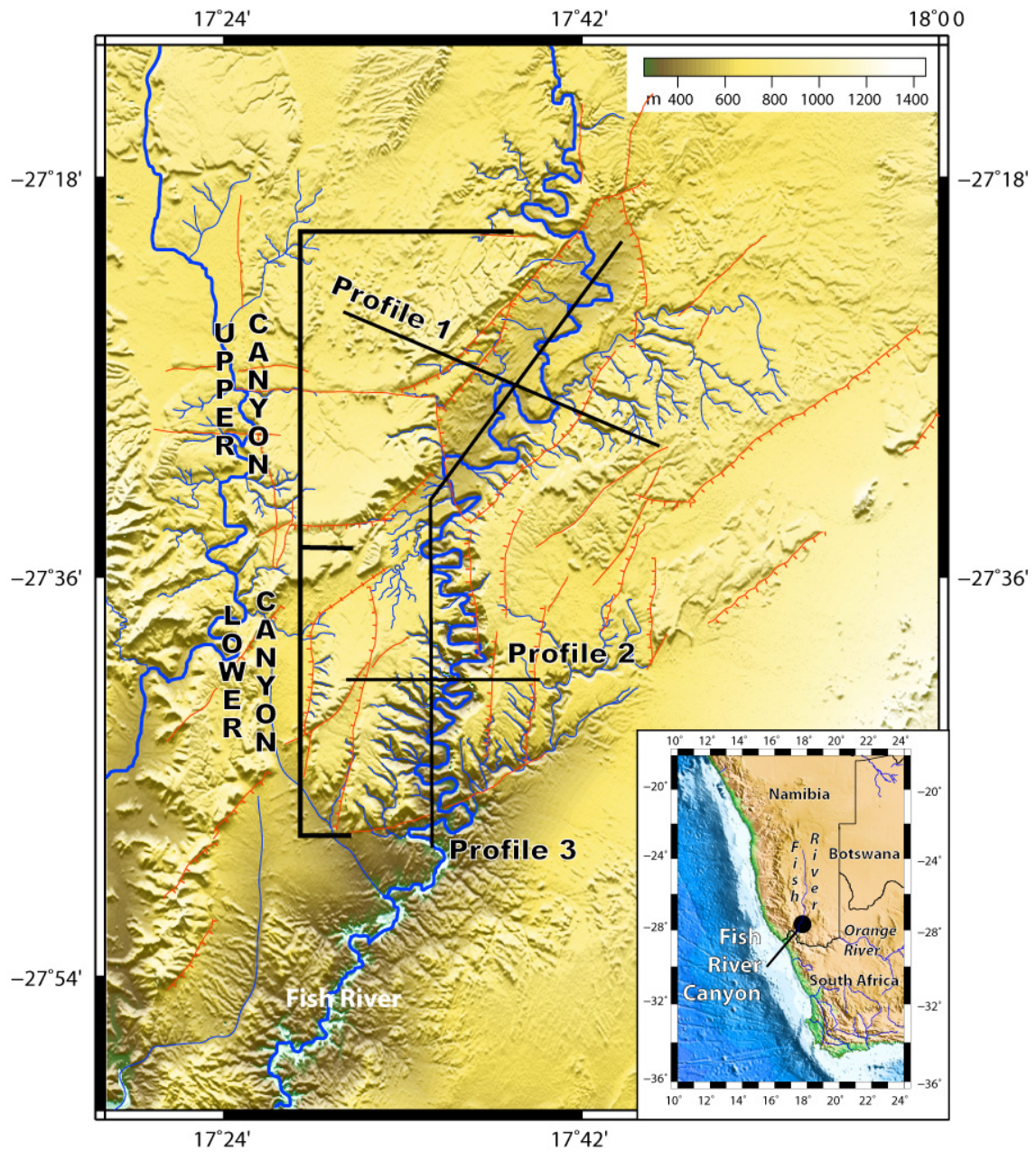


Figure 1

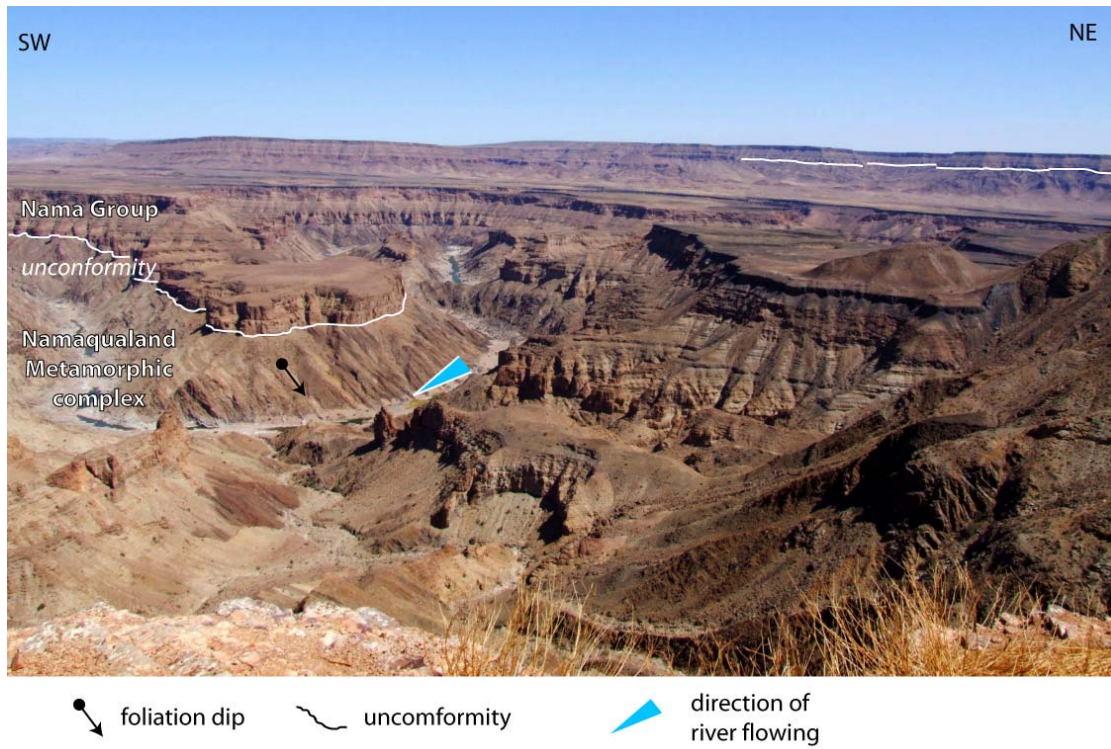


Figure 2

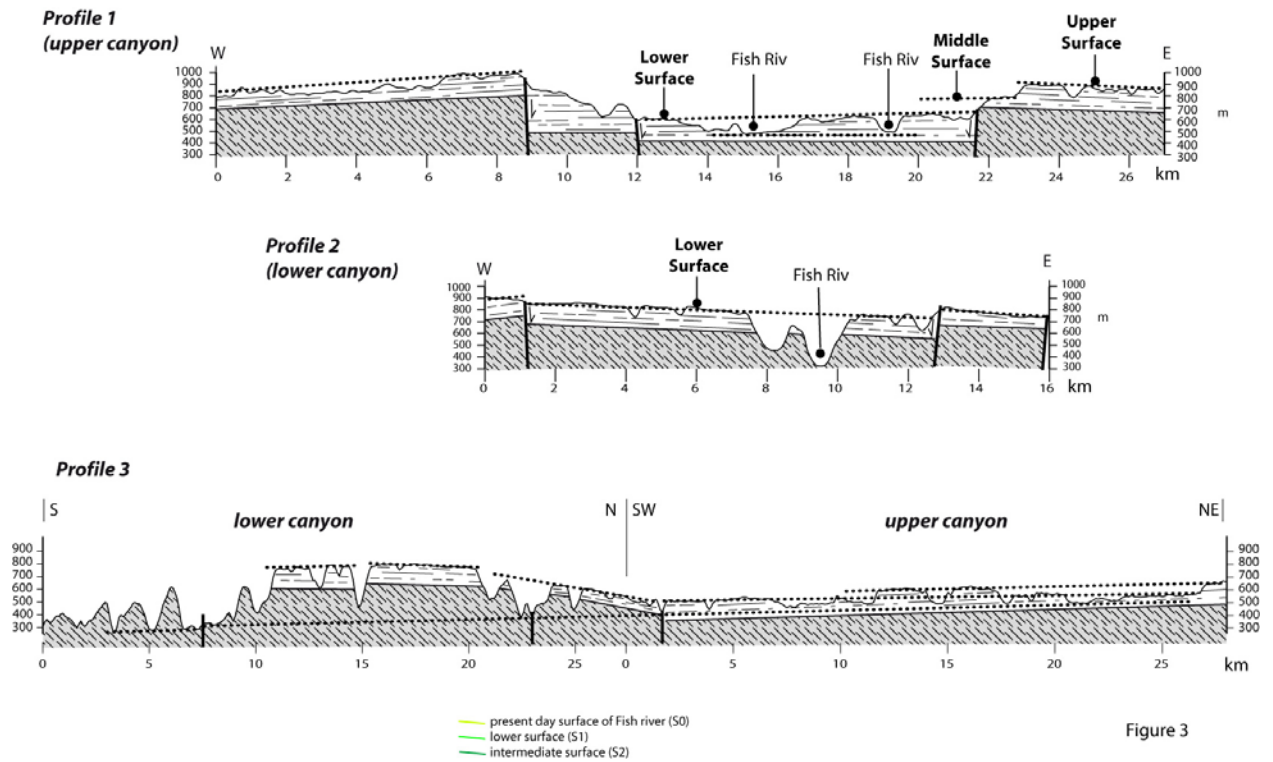


Figure 3

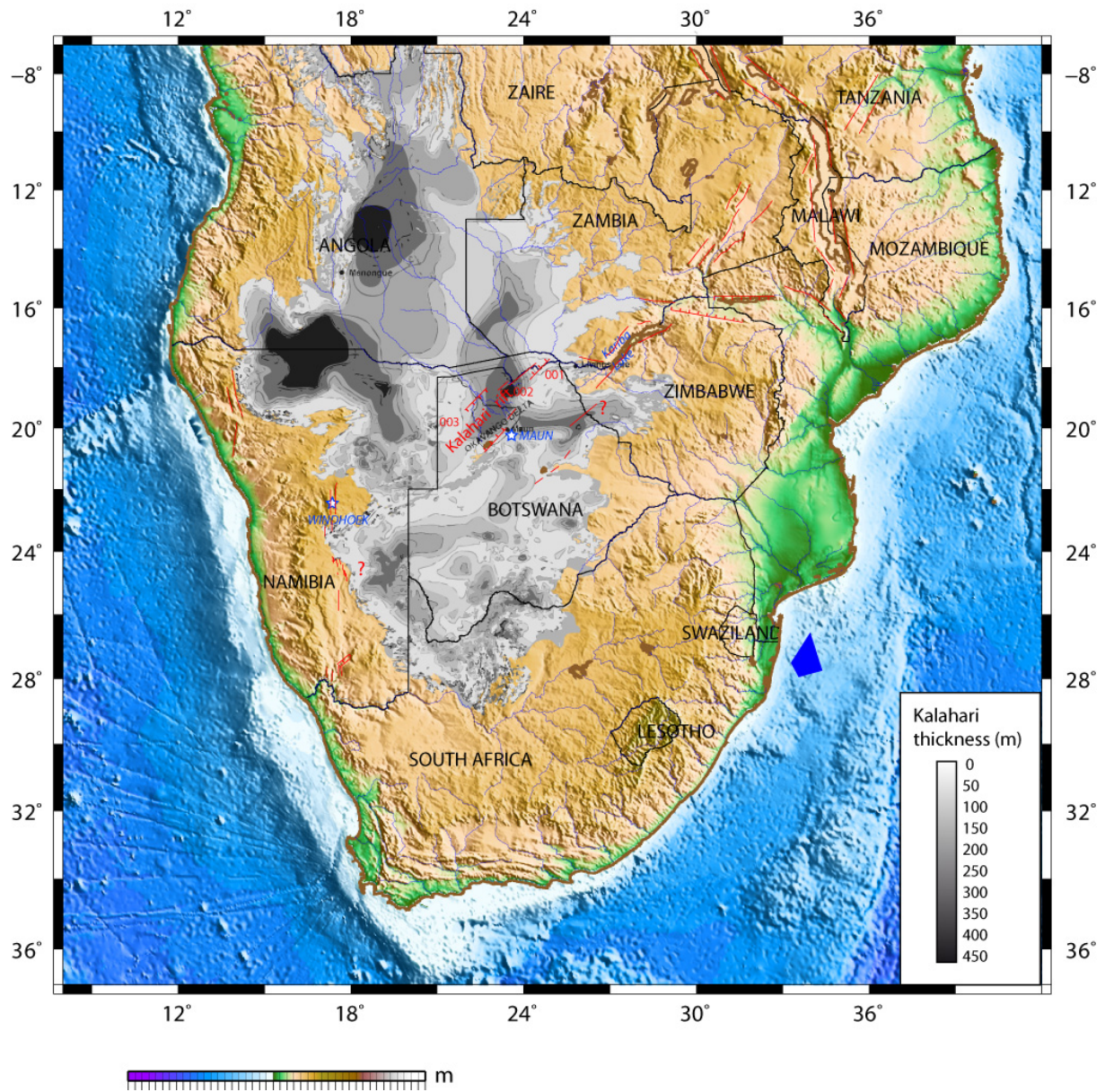


Figure 4

IV- DISCUSSIONS ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES SUR LE CANYON

IV.1- Résumé des résultats

L'analyse morpho-tectonique du canyon de la Fish River, a montré une origine tectonique du canyon. Sur le terrain, on observe des failles normales décalant des séries discordantes et des failles N-S et NE-SW bordant le canyon. Ces observations montrent que les deux parties du canyon sont formées au fond de deux grabens formés par subsidence d'un bloc de la croûte terrestre entre une zone de failles normales profondes. C'est donc au fond de ces grabens que la rivière a incisé les roches pour former le canyon. L'enracinement des failles est attesté aujourd'hui par les sources chaudes d'Ai-Ais, provenant de la nappe phréatique sous-jacente et utilisant ces zones de faiblesse pour atteindre la surface.

La figure 6.4 établit la correspondance entre une portion de faille sur MNT et la même faille observée sur le terrain.

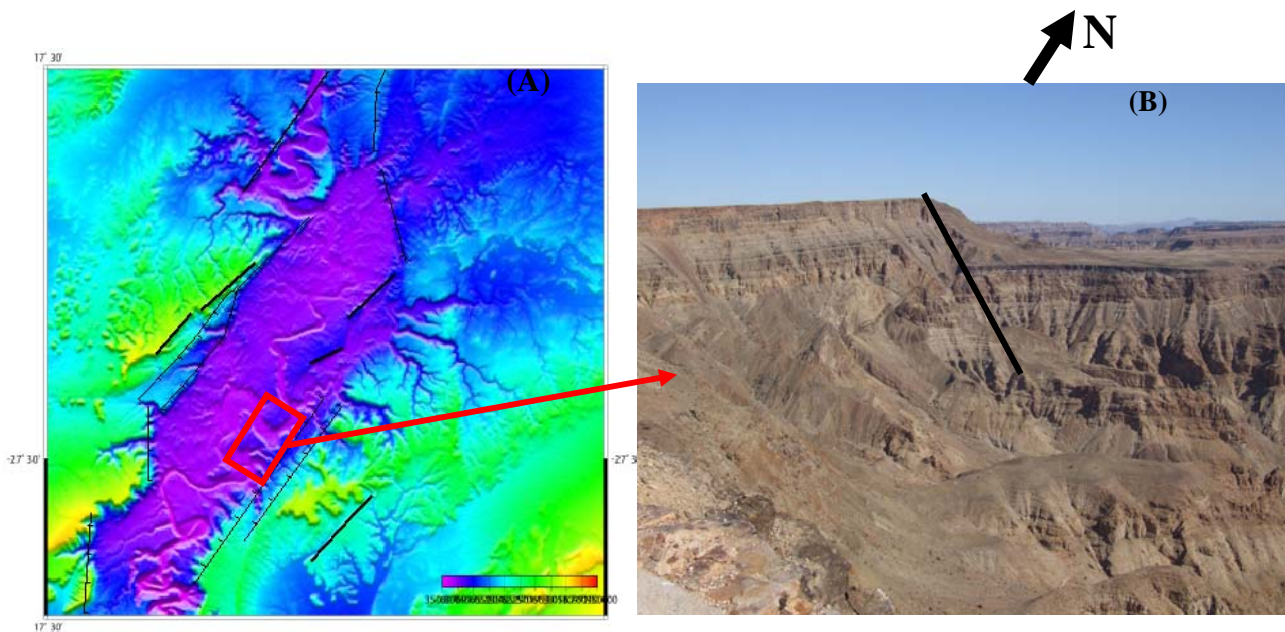


Figure 6.4- **A.** MNT du Canyon de la Fish River, montrant les failles normales bordières, **B.** Photo d'une faille normale N-S affectant le bord est du canyon (prise lors de la mission de septembre 2009).

IV.2- Sens d'écoulement de la Fish River et orientations des surfaces environnantes.

La carte d'ombrage (Fig. 6.5) réalisée sur le canyon, montre plusieurs surfaces d'aplanissement autour de la Fish River. Celles-ci sont pentées vers le Nord alors que la rivière coule vers le Sud.

Pour évaluer l'ampleur de ces pentes et tenter d'apporter une explication, nous avons cartographié toutes les surfaces importantes qui entourent le canyon. Nous avons ensuite

déterminé la ligne de plus grande pente (LGP) qui passe par chaque surface ainsi que son plongement. Au total, 17 surfaces ont été numérisées. Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau ci- dessous et reportés à la figure 6.5.

Tableau 6.1- directions des lignes de plus grandes pentes (azimut) des surfaces qui entourent la Fish River.

| Surfaces | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Azimut (°) | 302 | 295 | 285 | 324 | 325 | 347 | 142 | 296 |
| Plongement (°) | 1,49 | 0,59 | 0,76 | 1,41 | 1,35 | 1,98 | 1,23 | 2,57 |

| | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| 198 | 25 | 184 | 129 | 282 | 129 | 124 | 120 | 104 |
| 1,05 | 1,47 | 0,93 | 3,17 | 7,16 | 4,25 | 1,70 | 2,90 | 2,62 |

Cette estimation montre que les pentes sont assez élevées et ce, d'autant plus pour les surfaces dont le basculement vers le Nord est à peine amorcé.

Reportées sur la carte de la figure 6.5, on remarque que les azimuts des LGP sont orientés vers l'escarpement. Ceci traduit qu'il existe un lien entre les pentes et la tectonique extensive. La plupart des surfaces sont donc pentées vers le Nord, la LGP moyenne est orientée N 312, soit NW. Cette situation suggère que le basculement tectonique vers le cadran Nord des surfaces d'aplanissement est postérieur à la mise en place de la rivière. Cet argument renforce l'idée d'un soulèvement interne qui amplifierait l'érosion régressive.

IV.3- Interactions climat-tectonique

Si le contrôle tectonique sur la localisation et la géométrie du canyon est clairement établi dorénavant, pour creuser un canyon, il est fondamental aussi que le climat soit propice à l'érosion, car dans le cas contraire le creusement ne peut avoir lieu par manque d'eau. Mais, les données concernant l'évolution climatique de la région depuis le Mésozoïque sont très rares voire inexistantes. Et pourtant, le climat tout comme la tectonique ont joué et continuent de jouer un rôle primordial dans la mise en place et l'évolution du canyon.

Dans cette partie, nous utiliserons les données climatiques à des échelles différentes. Car à plus grande échelle, les reconstitutions climatiques sont complètes, mais peu précises alors qu'à petite échelle, les quelques informations qui existent sont assez bien contraintes. L'objectif pour nous est de bien cadrer l'évolution climatique dans la zone d'étude.

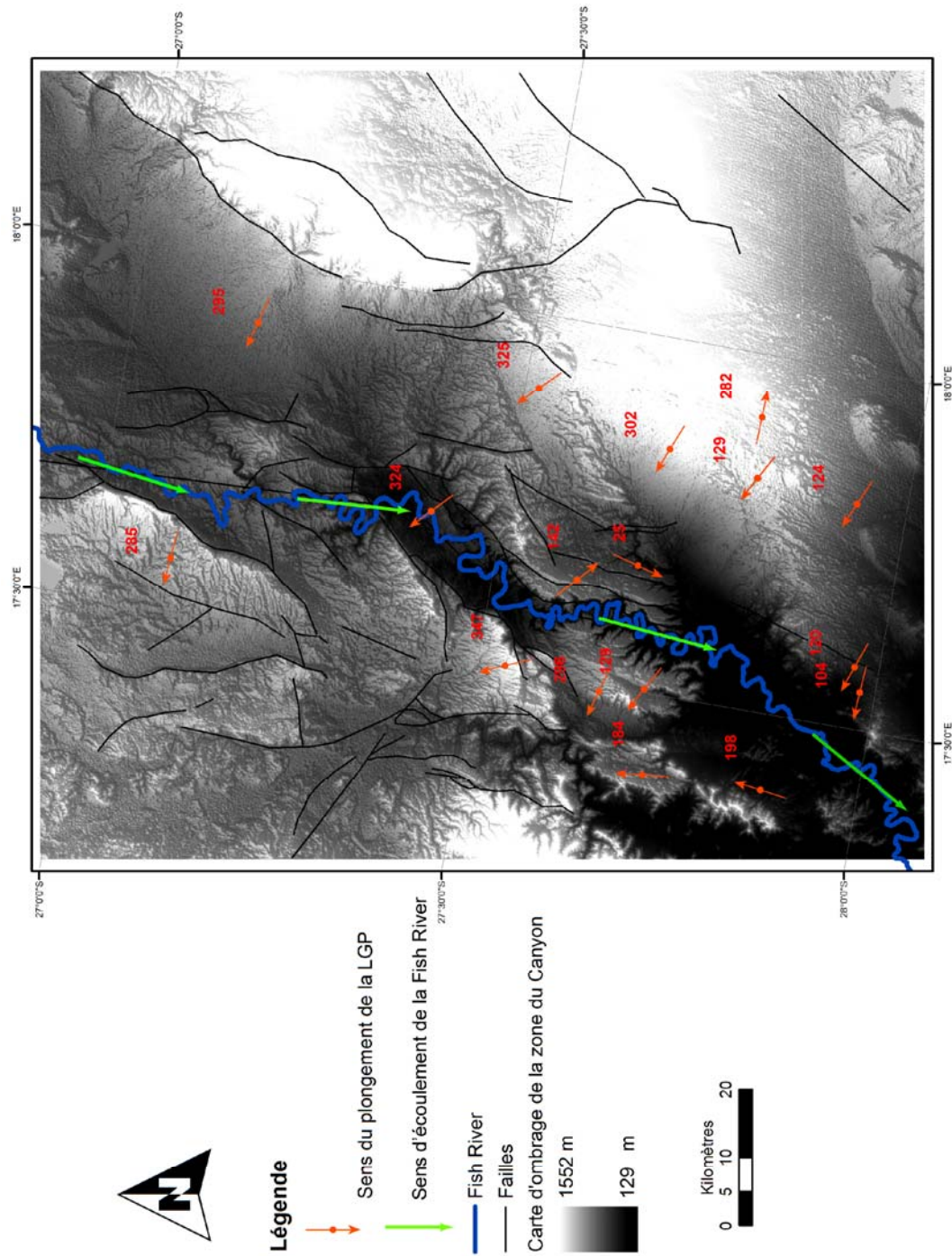


Figure 6.5- MNT du canyon de la Fish River montrant le basculement vers le NW des surfaces internes du canyon. Remarquer que la rivière coule pratiquement à contre sens. Les valeurs portées par les flèches indiquent la direction de la ligne moyenne de plus grande pente.

A l'échelle mondiale, deux périodes sont particulièrement importantes (Fig. 6.6):

- la période connue la plus froide : du milieu du Carbonifère jusqu'au milieu du Permien (entre -320 et -270 Ma).
- la période connue la plus chaude : de la fin du Jurassique jusqu'à un peu plus du milieu du Crétacé (-150 et -80 Ma).

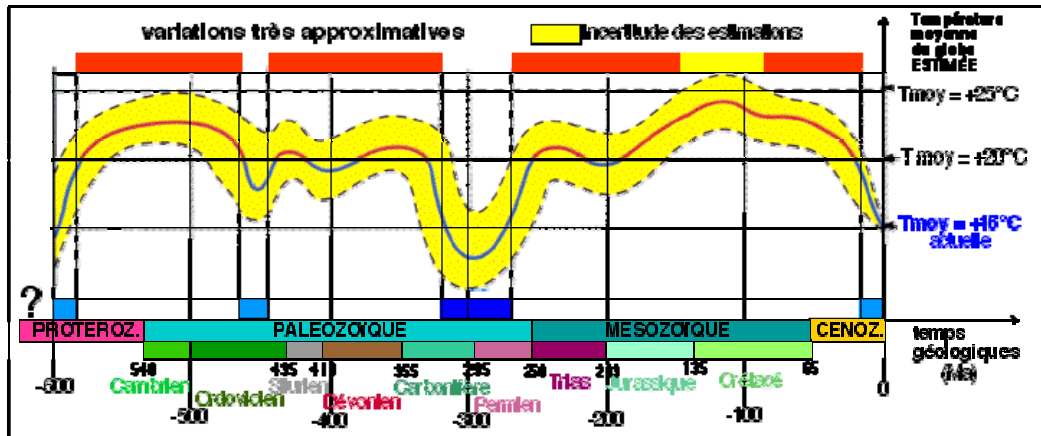


Figure 6.6- Courbe montrant quelques grandes variations de la température moyenne de la terre au cours des temps géologiques obtenue à partir des indices géologiques et climatiques des modèles actuellement utilisés.

Entre les deux périodes, les variations sont plus ou moins importantes. Il y a toujours eu une alternance entre les périodes froides et les périodes chaudes. Les périodes froides sont marquées par des calottes glaciaires de hautes fréquences qualifiées de périodes « Planète-igloo » ou « Icehouse ». Lorsque les calottes glaciaires disparaissent, la terre entre dans des périodes chaudes, nommées « Planète-serre » ou « Greenhouse ». Mais, à cette échelle, il y a très peu de détails qui permettent de discuter réellement du contrôle climatique sur l'incision du canyon.

A l'échelle africaine, Guillocheau *et al.* (en cours), sont en train de reconstituer les grandes variations climatiques depuis le Mésozoïque à partir des données de paléoprécipitations. La tendance générale est marquée par des oscillations entre l'aridité et l'humidité.

Au Mésozoïque, les données disponibles montrent que l'aridité commence dès le Trias inférieur (251-245 Ma). Cette tendance se poursuit au Jurassique inférieur (200-176 Ma), en Afrique australe, et en Afrique septentrionale, après une trêve au Trias supérieur, marquée au Sud de la Namibie et en Afrique du Sud par un climat chaud et humide. Au Valanginien-Barremien (140-125 Ma), le climat est semi-aride sauf au niveau de l'équateur. Pendant le Coniacien-Santonien (89-83 Ma), le Sud de la Namibie et la partie ouest de l'Afrique du Sud passent à nouveau dans une phase humide alors qu'au Nord, le climat est semi-aride à aride. Au Maastrichtien, on a une tendance humide en Afrique centrale et le long de la côte ouest, alors que l'intérieur des terres est resté plutôt semi-aride.

Au Cénozoïque, l'évolution est similaire. On a trois grandes périodes d'aridité qui alternent avec des périodes humides : Paléocène supérieur (59-55 Ma), Oligocène inférieur (34-28 Ma) et Miocène inférieur (23-16). Les périodes humides sont l'Eocène moyen (48-40 Ma), l'Oligocène supérieur (28-23 Ma) et le Miocène supérieur (11-5 Ma). Aujourd'hui, le climat est essentiellement désertique.

L'évolution climatique au Cénozoïque est compatible avec la mise en place et l'évolution du canyon de la Fish River. Comme pour toutes les régions arides, l'eau joue un rôle important dans la sculpture des formes de relief. Les variations climatiques qui se sont succédées dès le Mésozoïque, expliquent d'ailleurs la forte densité du réseau hydrographique actuel malgré le climat devenu très aride. Celui-ci a conservé son arborescence malgré les changements climatiques car de temps en temps rajeuni au cours des périodes humides et de crues souvent violentes.

En dehors de ces grandes tendances mondiales et régionales, le climat présente des variations locales très fortes selon la température moyenne annuelle et les précipitations moyennes annuelles. Ces variations sont liées entre autres à l'orographie de la région.

L'érosion, qu'elle soit chimique ou mécanique, dépend en plus du climat, de la compétence des roches. En théorie, pour une même formation, l'érosion doit être homogène et de même ampleur. La situation change si des effets tectoniques et morphologiques s'ajoutent.

Les profils topographiques nous ont révélé une forte incision vers le Sud. Dans la portion développée du canyon, la rivière coule sur trois principales formations lithologiques:

- Au Sud, elle coule sur le socle constitué par les métamorphites du complexe Namaqua, d'âge mésoprotérozoïque ;
- Vers le Nord, elle traverse d'abord les formations sédimentaires (grès, shales et calcaires) néoprotérozoïques du groupe Nama avant de se jeter sur les tillites permocarbonifères du Karoo et plus haut, la rivière retombe sur les formations du Nama group.

Cette évolution montre que la rivière a incisé jusqu'aux formations les plus anciennes et les plus profondes au Sud alors que vers le Nord, elle est encore sur les formations jeunes et superficielles qui sont aussi les moins compétentes et donc faciles à s'altérer.

Comment peut-on expliquer une telle différence d'autant plus que l'altitude diminue au fur et à mesure qu'on va vers le Sud ?

Cette différence ne peut s'expliquer qu'en admettant l'action de la tectonique. Autrement dit, pour expliquer une telle érosion différentielle, il faut admettre l'existence d'une pente. Et la pente ici ne peut être créée que dans un contexte de soulèvement qui affecte le plateau sud-africain.

Par ailleurs, à cause de la compétence contrastée de certaines formations rocheuses, qui fait que certaines formations résistent plus à l'érosion que d'autres, l'érosion s'est faite plutôt de façon latérale. C'est ce qui explique aujourd'hui les nombreux méandres que forment le cours d'eau et permet de déduire que la rivière coulait doucement, même si cet écoulement était continu lors d'une phase humide.

V- LA DEFORMATION DU SUD DE LA NAMIBIE

L'analyse du canyon de la Fish River a montré que le plateau sud-namibien était affecté par une tectonique cénozoïque assez récente de nature extensive. Compte tenu des implications sur la dynamique du relief et les flux sédimentaires vers l'océan, il apparaît fondamental de dresser une carte de ces déformations méso-cénozoïques afin de caractériser l'extension géographique du phénomène et l'origine du processus. La présente partie traite uniquement du champ de déformation, il s'agira:

- *de caractériser les marques de la tectonique au Sud de la Namibie aux moyens d'une approche numérique et d'une analyse géométrique,*
- *d'apprécier le rapport entre la morphologie et la tectonique,*
- *d'établir un chronogramme événementiel.*

V.1- Carte du champ de fracturation

Pour établir cette carte (Fig. 6.7), nous avons compilé les données issues de l'interprétation des MNT (cartes d'ombrage et du réseau hydrographique) et des cartes géologiques du Sud de la Namibie au 1 : 250 000.

Les cartes de fracturation établies à partir des cartes d'ombrage et du réseau hydrographique ont été faites en utilisant la méthodologie présentée au chapitre 4. Quant aux cartes géologiques, elles ont servi de support pour la numérisation des failles déjà connues dans la région. Toutefois, ces cartes présentent peu d'indices permettant d'attribuer un âge à une fracture: en effet les dépôts post-Karoo sont peu nombreux, mis à part les sables du Kalahari.

La carte synthétique obtenue (Fig. 6.7) montre une forte densité de failles au sein du plateau interne. Ces failles affectent les deux grandes surfaces dont le pendage est orienté vers l'Est (surface moyennement incisée et surface ondulée). Dans le domaine NE représentant les sables de Kalahari peu de failles sont répertoriées, cette région est donc peu ou pas déformée. Mais dans ce cas, il est probable que les failles soient recouvertes par l'importante couverture sableuse.

L'ensemble de la déformation est présent sur le plateau. Très peu de failles affectent la plaine côtière attestant d'une faible activité récente, ou alors d'une forte érosion récente qui les a effacées. Toutefois, cette dernière hypothèse semble peu vraisemblable car beaucoup de

modèles indiquent une érosion très forte des épaulements du rift juste après la rupture continentale et beaucoup moins ensuite. L'érosion de l'escarpement côtier produit une déformation par flexuration (Van der Beck *et al.*, 2002) qui n'est pas à l'origine d'une fracturation localisée.

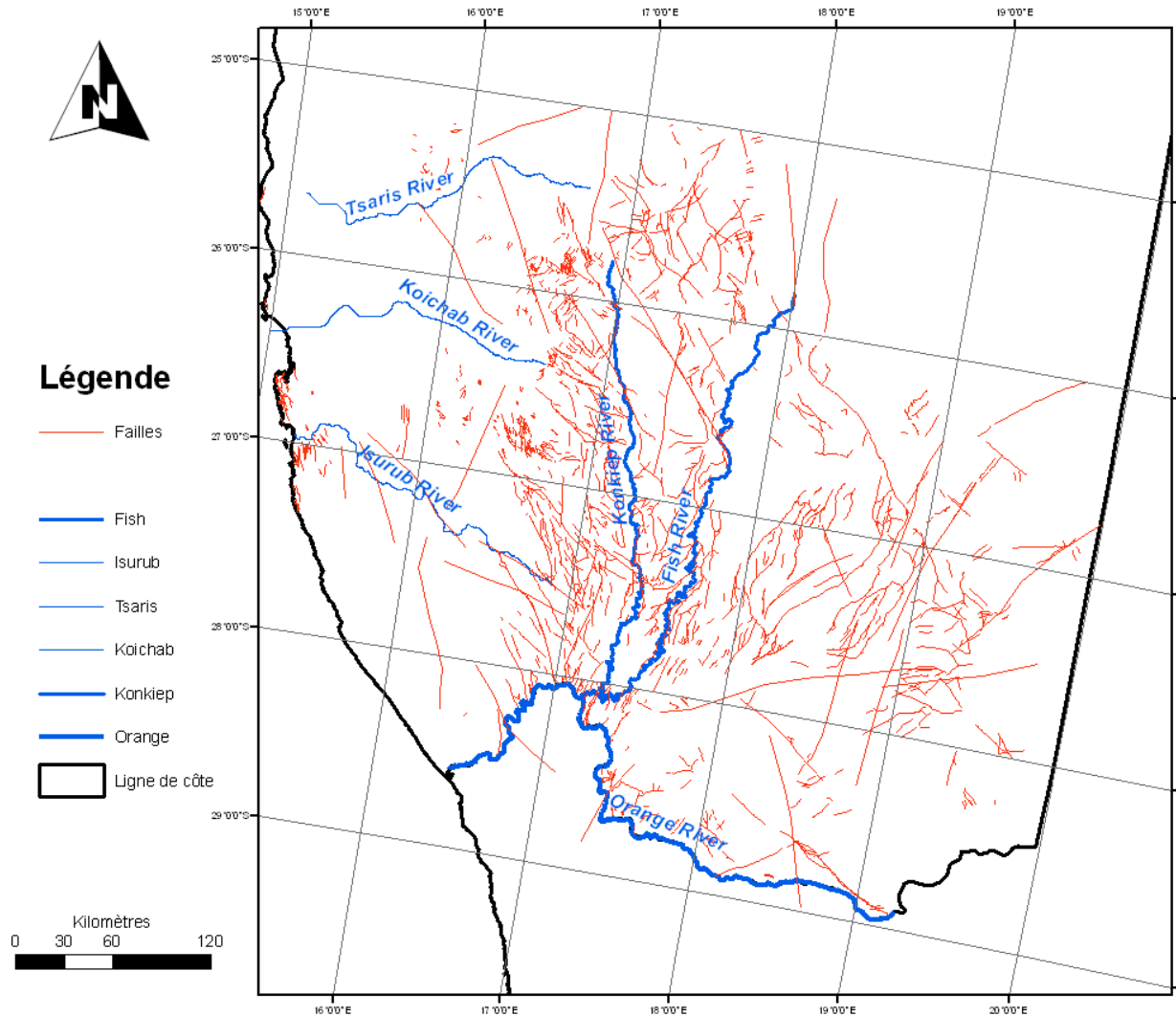


Figure 6.7- Carte de fracturation du Sud de la Namibie établie à partir des cartes géologiques. Remarquer la forte densité de fractures au centre de la zone d'étude.

L'analyse directionnelle de la population de failles a été faite à partir d'une rosace synthétique de distribution de leurs attitudes réalisée sous Stéréonet (Fig. 6.8). Cette rosace montre trois directions prépondérantes : NW- SE à E-W, N-S et NE-SW. Les directions NE-SW et N-S correspondent respectivement à celles qu'on retrouve dans les canyons supérieur et inférieur.

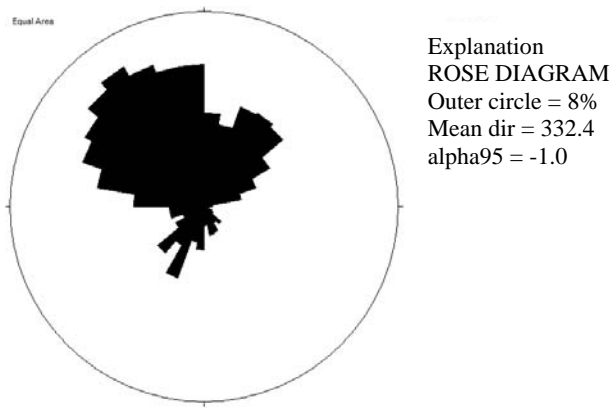


Figure 6.8- Rosace synthétique des directions de failles du Sud de la Namibie. Noter la prévalence de trois grandes directions : NW-SE à E-W, NE-SW et N-S. Les deux dernières directions correspondent à l'orientation des canyons supérieur et inférieur.

Une analyse a aussi été faite selon le déplacement sur la faille : les décrochements, les failles normales, les failles à polarité incertaine et les failles supposées.

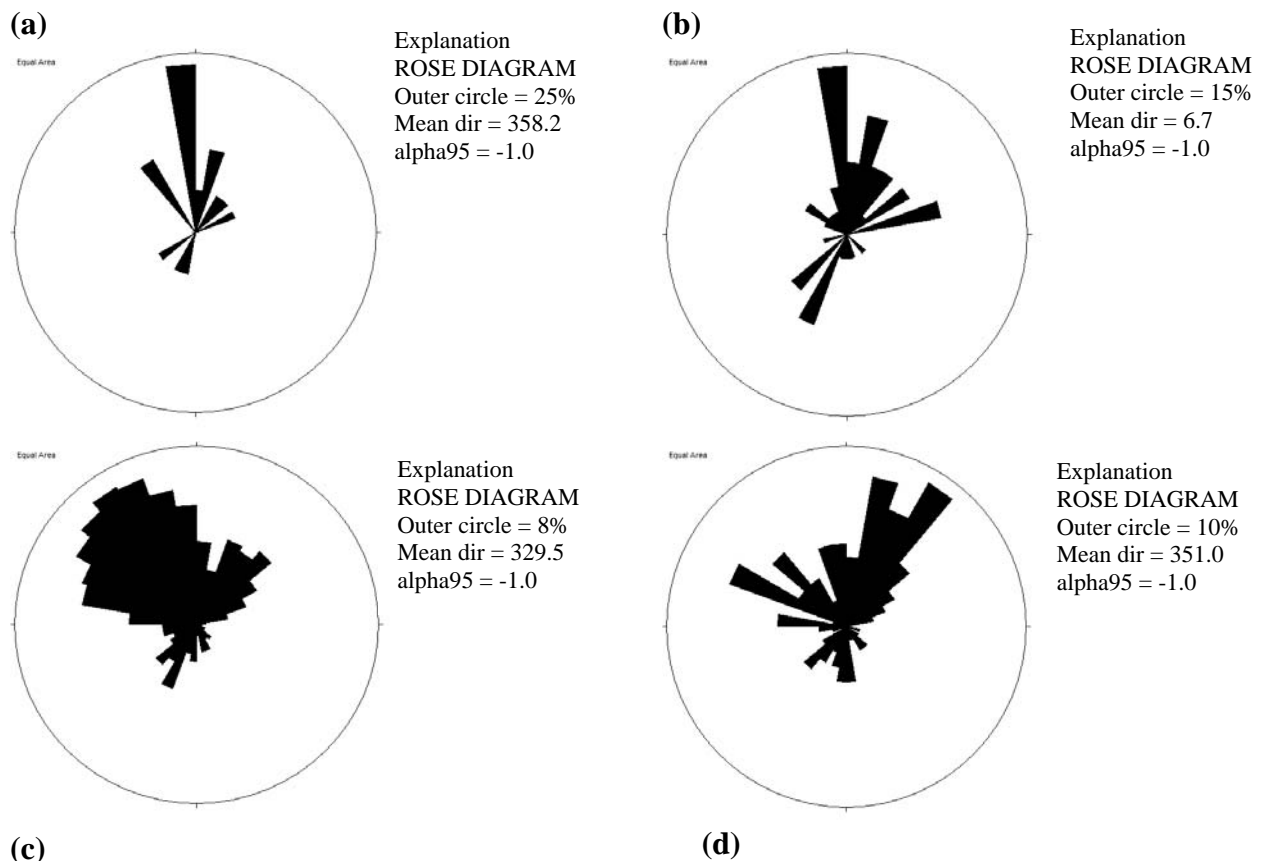


Figure 6.9- Etude détaillée des failles. **a.** Rosace des directions des décrochements, **b.** Rosace des directions des failles normales, **c.** Rosace des directions des failles à polarité imprécise, **d.** Rosace des directions des failles supposées.

- Les décrochements sont essentiellement orientés N-S (N358) (Fig. 6.9a). Quelques uns sont rencontrés sur la côte, d'autres sont observés de part et d'autre de la confluence entre l'Orange River et la Fish River.

- Les failles normales sont observées au SE de la zone d'étude. Leur orientation prépondérante est N-S, une seconde direction est observée (NNE-SSW). L'azimut moyen est N007 (Fig. 6.9b).
- Les failles dont la nature n'a pu être déterminée sont les plus nombreuses. Elles sont disséminées dans l'ensemble du secteur d'étude. Elles sont globalement orientées NW-SE, avec cependant une direction subsidiaire qui est NE-SW. L'orientation moyenne est N330 (Fig. 6.9c).
- Les failles supposées présentent une orientation majeure NE-SW (N036) (Fig. 6.9d).

Une étude détaillée des failles a été faite. Celle-ci a consisté à les classer selon leur polarité et à déterminer l'orientation spatiale de chaque type de failles à partir de leurs rosaces de directions. La figure 6.10 illustre cette répartition géographique des failles. La distribution des failles normales NE-SW est très claire.

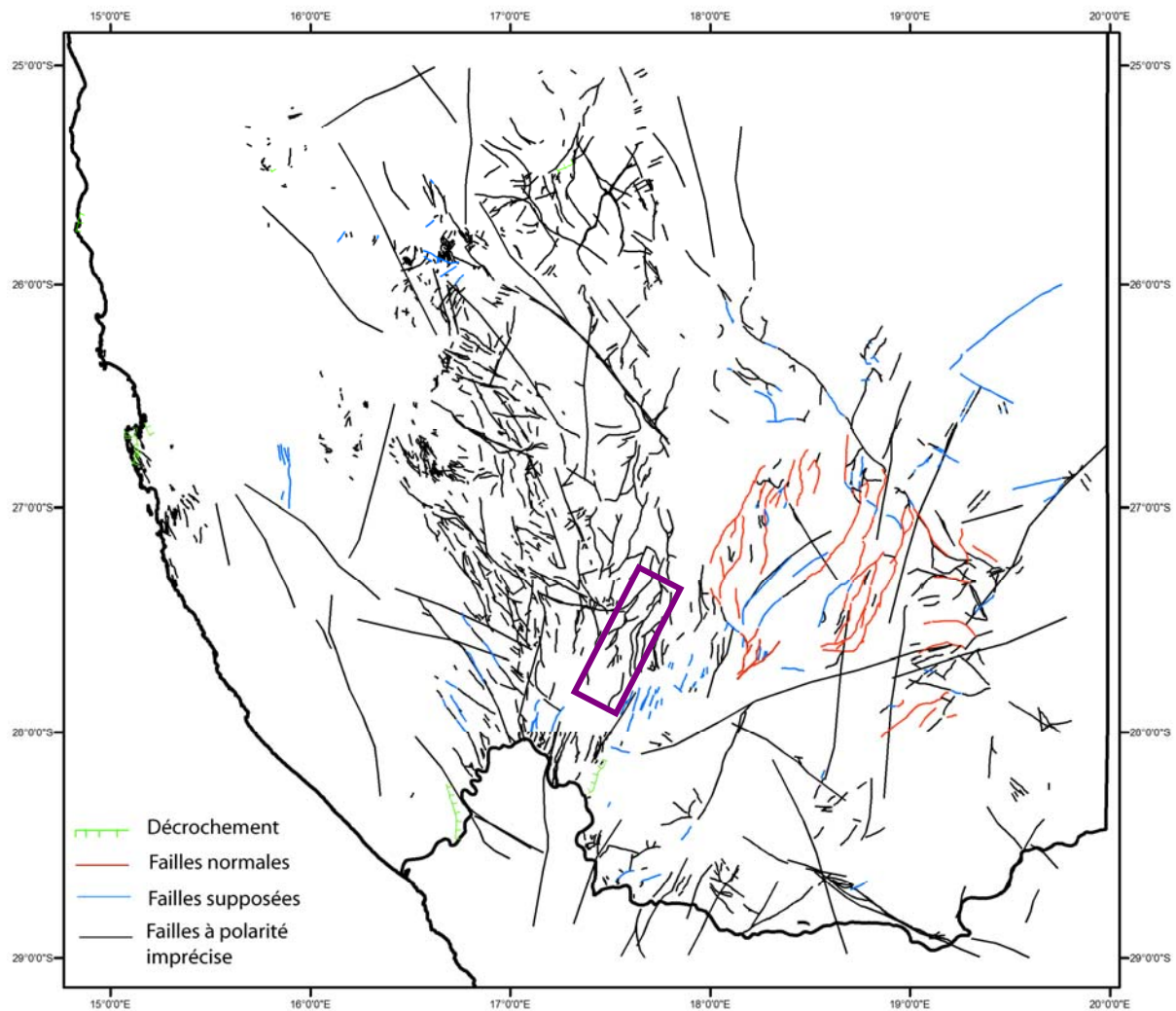


Figure 6.10- Typologie des failles au Sud de la Namibie. Très peu de failles sont connues de façon précise. Les failles normales montrent une orientation globale NE-SW. Le rectangle violet localise les failles du canyon.

V.2- Discussion et conclusion

V.2.1- Chronologie de la déformation.

Sur les cartes géologiques, les failles ne sont pas répertoriées en fonction de leur âge, et l'absence de formations sédimentaires entre les unités Karoo et les sables du Kalahari ne permet pas d'isoler facilement les structures postérieures à la rupture continentale. Pour cela nous avons utilisé les résultats des travaux antérieurs et les isopachs des sables du Kalahari (Haddon, 2000).

Dans le plateau sud-africain, les travaux antérieurs révèlent deux familles de failles: l'une N-S et l'autre NE-SW. La famille NW-SE à WNW-ESE n'est pas décrite fréquemment pendant le Méso-Cénozoïque. Elle est donc interprétée comme étant principalement liée à l'histoire anté-rift du plateau (orogénèse du Damara ?). Les failles N-S sont préférentiellement localisées à l'Ouest du plateau, elles ne semblent pas affecter les formations du Kalahari. Elles sont présentes beaucoup plus à l'Est, dans le système du rift est-africain, au niveau du lac Malawi. Par contre, le réseau NE-SW est présent sur l'ensemble du plateau et forme une série de corridors parallèles. Ceci est bien visible sur la carte des isopachs des sables du Kalahari qui montre des variations d'accumulation selon une direction NE-SW (Fig. 6.11). Cette direction est aussi présente plus à l'Est au niveau du lac de Kariba, au NE de la Zambie, ainsi qu'en Tanzanie. Cette direction apparaît antérieure à la propagation vers le Sud du rift est-africain.

En résumé, par analogie avec les structures décrites précédemment, il semblerait que les failles N-S soient précoces dans le système, sans doute Oligocène, alors que les failles NE-SW sont plus récentes. Les autres failles sont très probablement antérieures à la rupture continentale.

V.2.2- Processus à l'origine de cette déformation

Nous avons vu que les déformations cénozoïques étaient essentiellement de nature extensive: extension E-W puis NW-SE et qu'elles affectaient plus ou moins l'ensemble du plateau, de manière diffuse. Ces caractéristiques les rendent peu compatibles avec la propagation d'un rift, appartenant ou non au système des rifts est-africains. En effet, même si l'initiation d'un rift peut débiter par une étape de déformation diffuse, il paraît peu probable qu'il y ait eu des changements de la direction d'extension de 45° en quelques millions d'années. De plus, le rift est-africain tend à se propager vers le Sud ou le Sud-Est.

Compte tenu du caractère diffus, de la surface impliquée dans cette déformation de faible amplitude et de la longueur du processus, on peut invoquer une forte contribution de la dynamique mantellique. Forte *et al.*, (2010) ont mis en évidence le couplage entre la dynamique mantellique et l'évolution de la topographie pendant les 30 derniers Ma à l'échelle

de l'Afrique. Ce travail repose sur l'inversion des données de tomographie sismique. Cette modélisation permet, entre autre, d'estimer l'étirement maximum horizontal dans le manteau. La figure 6.11 montre une forte corrélation entre la direction estimée de l'étirement et le champ de déformation.

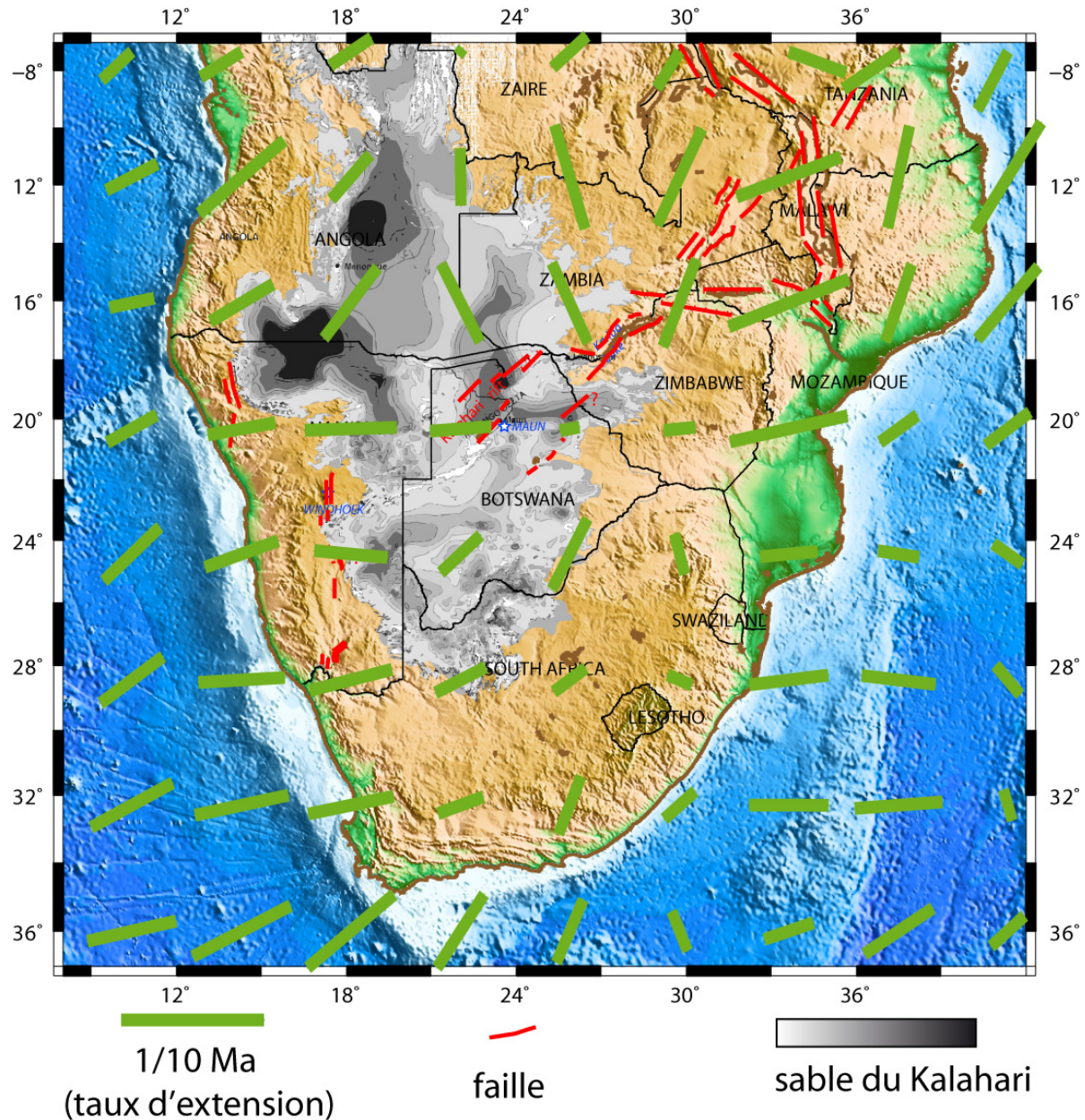


Figure 6.11- Corrélation entre la dynamique mantellique sous le continent africain (direction d'étirement maximal dans le manteau) et le champ de déformation en surface sur une période de 30 Ma. Les directions d'étirement ont été faites par Forte *et al.*, (2010).

Ainsi, sur la partie occidentale du plateau, l'étirement est orienté E-W depuis la Namibie jusqu'à l'Afrique du Sud; la Zambie et le NE du Botswana subissent un étirement NW-SE; l'Est de l'Afrique du Sud et le Sud du Botswana s'étirent selon la direction NE-SW. Cette carte montre la coexistence spatiale de directions d'étirement orientées à 90°. Il existe une

excellente corrélation entre les grabens N-S à l'Ouest du plateau et l'étirement E-W de cette zone, ainsi qu'entre la direction NE-SW du rift du Kalahari et du lac Kariba et la direction d'étirement NW-SE. A plusieurs endroits, les dépôts-centres des sables du Kalahari semblent s'orienter perpendiculairement aux directions d'étirement comme en Angola, au Nord de la Namibie et en Zambie. L'ensemble de ces éléments tend à prouver que la déformation du plateau sud-africain mise en évidence, résulte d'une dynamique mantellique profonde à l'origine d'une fracturation ou d'une subsidence locale favorisant les accumulations sédimentaires.

CONCLUSION

Ce chapitre dont le but est d'expliquer les mécanismes qui ont contribué à la mise en place et à l'évolution du canyon de la Fish River nous a permis de montrer que la déformation n'est pas du tout nulle en amont d'une marge passive. Le canyon de la Fish River s'est formé par l'action conjuguée de la tectonique et du climat. La tectonique a favorisé la mise en place de deux grabens qui ont contrôlé à la fois la géométrie et la localisation du canyon. Le climat quant à lui, a été le paramètre de contrôle de l'érosion et de l'incision. Ainsi, dans les conditions climatiques actuelles, l'évolution du canyon est assurée par la forte incision qui est observée pendant les fortes crues capables d'inonder la rivière.

PARTIE III

**LA MARGE CAMEROUNAISE
AU CENOZOIQUE :**

CHRONOLOGIE DE LA SURRECTION A
PARTIR D'UNE DOUBLE ANALYSE
STRATIGRAPHIQUE DE LA MARGE ET
GEOMORPHOLOGIQUE A TERRE

INTRODUCTION

Le deuxième objectif de cette thèse est d'établir la chronologie et de qualifier la surrection de la marge camerounaise de part et d'autre de la ligne volcanique du Cameroun : le bassin de Rio del Rey au Nord et le bassin de Douala au Sud.

Cette analyse est fondée sur une double approche stratigraphique, en mer et géomorphologique, à terre.

En effet, le Cameroun, comme tout le continent africain, est caractérisé par des surfaces d'érosion emboîtées, formant des plateaux, qui enregistrent l'histoire tectonique et climatique de l'ensemble du Cénozoïque.

L'objectif de notre étude est de caractériser les phases de surrection sur les marges, puis de les intégrer dans l'évolution du relief à terre. Les surrections seront caractérisées par l'identification des périodes de chute du niveau relatif (prismes de régression forcée) n'enregistrant pas de baisse eustatique ou d'une amplitude supérieure à la baisse du niveau de la mer connue par la charte de Haq et al.(1987).

CHAPITRE 7

MATERIEL ET METHODES UTILISES POUR L'ANALYSE DES DONNEES DE SUBSURFACE

CHAPITRE 7

MATERIEL ET METHODES UTILISES POUR L'ANALYSE DES DONNEES DE SUBSURFACE

L'étude de la marge camerounaise à travers les bassins de Rio del Rey et de Douala est fondée sur les données pétrolières de sismique 2D et de puits fournies par la société Total. L'interprétation de ces données est basée sur la stratigraphie séquentielle. Cette méthode permet de définir les unités stratigraphiques qui sont l'expression de trois paramètres : la tectonique, le flux sédimentaire et l'eustatisme. Dans cette approche, deux types d'objets sont analysés : la migration des trajectoires du littoral et les discontinuités.

I- MATERIEL

I.1- Données sismiques

Nous disposons d'une compilation de lignes sismiques 2D de qualité variable couvrant l'ensemble de la zone d'étude. Certaines lignes ont une extension régionale, mais la plupart sont locales. Nous n'avons reporté sur le plan de position (Fig. 7.1), que les traces des lignes que nous aurons à interpréter.

Ce plan de position a été réalisée grâce à l'utilisation conjointe de deux logiciels : GoCAD, qui a permis l'extraction des coordonnées X, Y, Z des lignes sismiques et ArcGis qui a permis leur géoréférencement. Le système de projection UTM choisi, correspond à la référence spatiale de la zone d'étude.

I.2- Données de puits

En complément des lignes sismiques, nous disposons des données de puits. Ces puits fournissent d'une part, un jeu de diagaphies conventionnelles (radioactivité naturelle GR ; vitesse du son Dt ; résistivité R ; pourcentage d'ions H^+ NPHI), des sismogrammes synthétiques, des rapports de fin de sondage et des logs fondamentaux et d'autre part, des données lithologiques et biostratigraphiques.

Deux types de mesures diagaphiques seront analysés dans cette étude : les mesures du rayonnement naturel émis par les formations (GR) et les mesures du temps de parcours d'une onde sonique dans une roche (Dt).

Les données biostratigraphiques (micropaléontologie, palynologie) et paléoécologiques sont sous forme de rapports comportant les principaux éléments de datation et les interprétations paléoenvironnementales des principales associations floro-faunistiques.

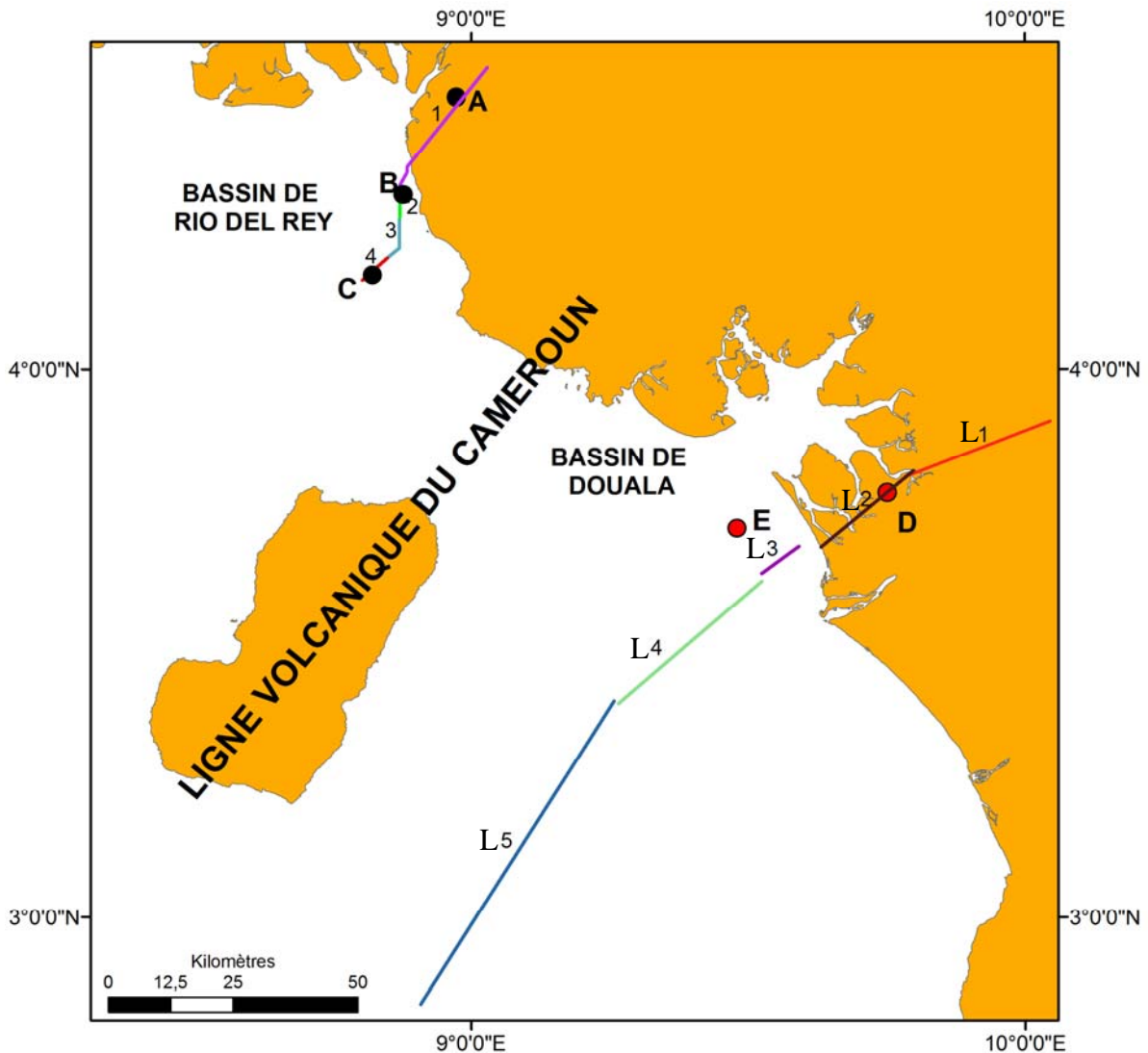


Figure 7.1- Plan de position localisant les lignes sismiques 2D et les puits interprétés. Les lignes sismiques régionales composites sont assemblées à partir de portions de lignes 2D locales (représentés par les chiffres). Par contre, les lettres correspondent aux puits ayant été utilisés pour le calage de la sismique.

II- STRATIGRAPHIE SISMIQUE : TERMINOLOGIE ET MODELES D'EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PROFILS DE DEPOTS

La stratigraphie séquentielle permet de reconstituer en 3D, les lignes de temps ou lignes de faciès. Elle s'intéresse à l'organisation des strates, en rapport avec les fluctuations cycliques du niveau marin relatif qui permet de définir l'espace disponible pour le sédiment.

II.1- Terminologie

II.1.1- Notions d'eustatisme, d'accommodation et de niveaux marins

Il est possible de distinguer l'eustatisme des effets de la déformation et du flux sédimentaire grâce à la stratigraphie séquentielle. Cette méthode montre en effet que l'enregistrement sédimentaire (séquence de dépôts) est fonction de trois paramètres : l'eustatisme (variation du niveau marin), la tectonique (subsidence ou soulèvement du substratum) et le flux sédimentaire **S** (sédiments terrigènes et/ou sédiments produits in-situ) (Fig. 7.2).

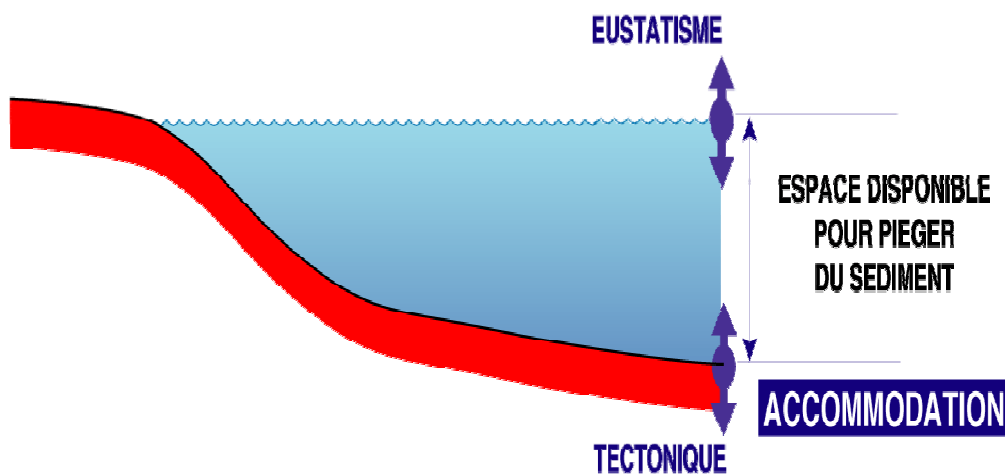


Figure 7.2- Rapport entre, l'eustatisme, la tectonique et l'accommodation (Robin, 1997).

La variation du niveau marin relatif ou accommodation (Fig. 7.3Ac), somme de la tectonique et de l'eustatisme, est définie pour un intervalle de temps, comme l'épaisseur de sédiments réellement déposés, décompactés, corrigée de la paléobathymétrie.

Le rapport Accommodation/Flux sédimentaire (A/S) permet de déterminer la bathymétrie, c'est-à-dire, la hauteur d'eau par rapport au fond de la mer (Fig. 7.3Aa). Si la mesure est faite par rapport à un point fixe de la Terre, situé par exemple dans le manteau ou dans le noyau ou alors par rapport à un satellite en orbite, on détermine là, le niveau marin absolu ou eustatique (Figs 7.3Ab & 7.3.B).

Par extrapolation au domaine non marin (continental contrôlé par des lacs), une autre notion a été utilisée, celle du niveau de base. Le niveau de base renvoie donc à une surface abstraite le long de laquelle, il n'y a ni érosion ni dépôt. Lorsqu'une surface terrestre est sous le niveau de base, la zone est dite en sédimentation et dans le cas contraire, elle est dite en érosion (Fig. 7.3B).

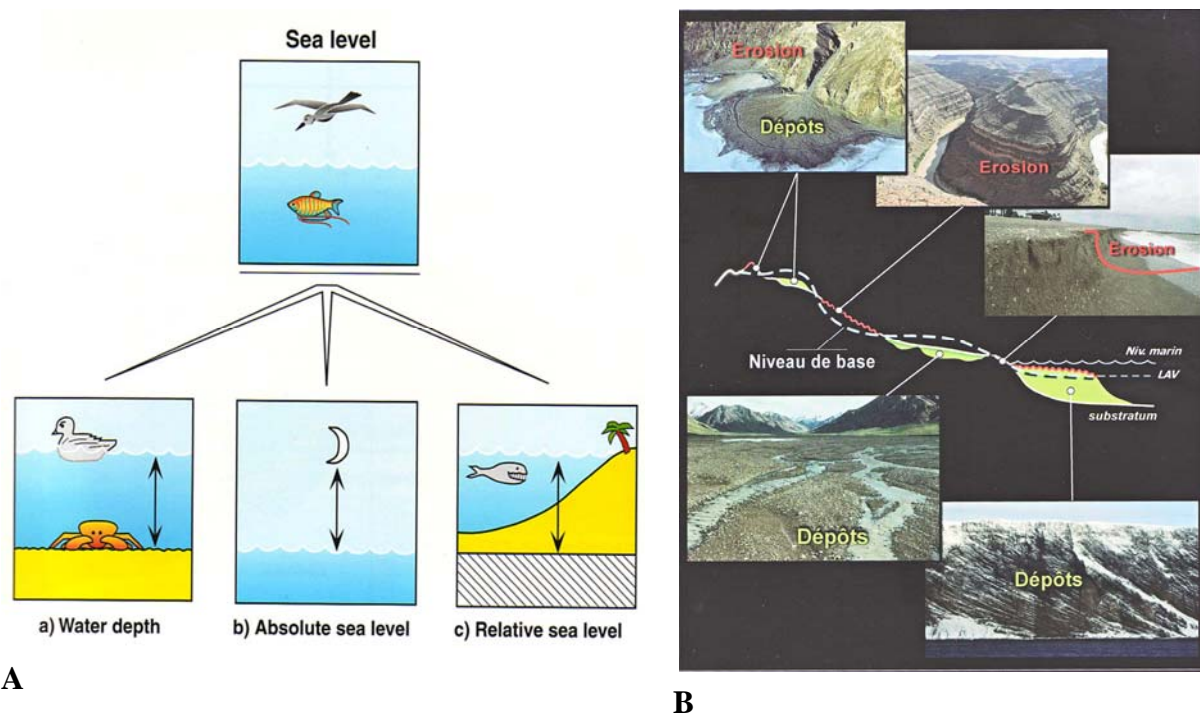


Figure 7.3- A. Niveaux marins (D'après, Homewood *et al.*, 1999) : **a.** Profondeur d'eau ; **b.** Niveau marin absolu ; **c.** Niveau marin relatif. **B.** Niveau de base (compilation d'après Wheeler, 1964 ; Cross, 1991 ; Merzeraud, 1992).

II.1.2- Notions de cycles stratigraphiques ou de séquences de dépôt

La stratigraphie séquentielle a pour fondement l'étude de la géométrie des dépôts sur les bordures de plateformes à partir de l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques (Vail *et al.*, 1977 ; Courrel *et al.*, 1997). L'unité fondamentale de la stratigraphie séquentielle est la séquence de dépôt (Van Wagoner *et al.*, 1988) c'est-à-dire un ensemble conforme de strates liées génétiquement et encadrées par deux discontinuités de nature identique. Elle est le résultat d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif marqué par deux épisodes de chute.

II.1.3- Hiérarchisation des cycles

L'enregistrement sédimentaire peut être hiérarchisé en plusieurs ordres de séquences emboîtées, en relation avec un signal du niveau marin relatif (Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Haq *et al.*, 1988 ; Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997). Cinq ordres de grandeur partant des cycles de Milankovitch aux cycles d'activité tectonique ont été définis.

- ***Les séquences de 1er ordre***

D'une durée supérieure à 50 Ma, ces séquences sont en relation avec les cycles à basse fréquence et non périodiques de 1^{er} ordre (mégacycles). Ces cycles comprennent en particulier les cycles « pangéens » (200-500 Ma) résultant de la formation et de la fragmentation des super-continents (Miall, 1977).

- ***Les séquences de 2ème ordre***

Elles sont liées aux cycles à basse fréquence et non périodiques de 2^{ème} ordre (supercycles) dont la durée varie entre 3 et 50 Ma. Ces séquences enregistrent des cycles d'augmentation-diminution de la profondeur d'eau liée à des événements tectoniques globaux (Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997). Ces événements tectoniques sont marqués par des variations de vitesse de subsidence (Guillocheau, 1995), de soulèvement de la lithosphère, de subduction et d'expansion océanique (Einsele, 1992).

- ***Les séquences de 3ème ordre***

Elles sont en relation avec les cycles de 3^{ème} ordre de durée 500 Ka à 3 Ma. Elles correspondent aux séquences de dépôt de la stratigraphie séquentielle au sens de Vail *et al.* (1977) et aux groupements d'unités génétiques au sens de Homewood *et al.* (1992). La part relative de l'eustatisme et de la tectonique dans le contrôle de cette séquence fait l'objet d'un débat depuis une dizaine d'années. Vail *et al.* (1977), attribuent un contrôle essentiellement eustatique, donc global, à cette séquence. Selon Cloetingh (1988) et Miall (1997), les fluctuations du niveau marin relatif de 3^{ème} ordre seraient principalement contrôlés par la tectonique régionale, ce qui conduit à enlever à cette séquence son caractère global.

- ***Les séquences de 4ème et 5ème ordre***

Ces séquences sont en relation avec les cycles périodiques de 4^{ème} ordre (de 80 Ka à 500 Ka) et de 5^{ème} ordre (inférieur à 80 Ka) qui engendrent les séquences à haute résolution (Guillocheau, 1995), c'est-à-dire les paraséquences (Van Wagoner *et al.*, 1990) et les unités génétiques (Homewood *et al.*, 1992). La différence entre la paraséquence et l'unité génétique réside dans la nature des surfaces limites et leurs critères de reconnaissance. La paraséquence est définie entre deux surfaces de ravinement consécutives, induites par des inondations marines. Par contre, l'unité génétique représente le plus petit cycle de régression-transgression limité par des maxima d'inondation (Schulbaum, 1996).

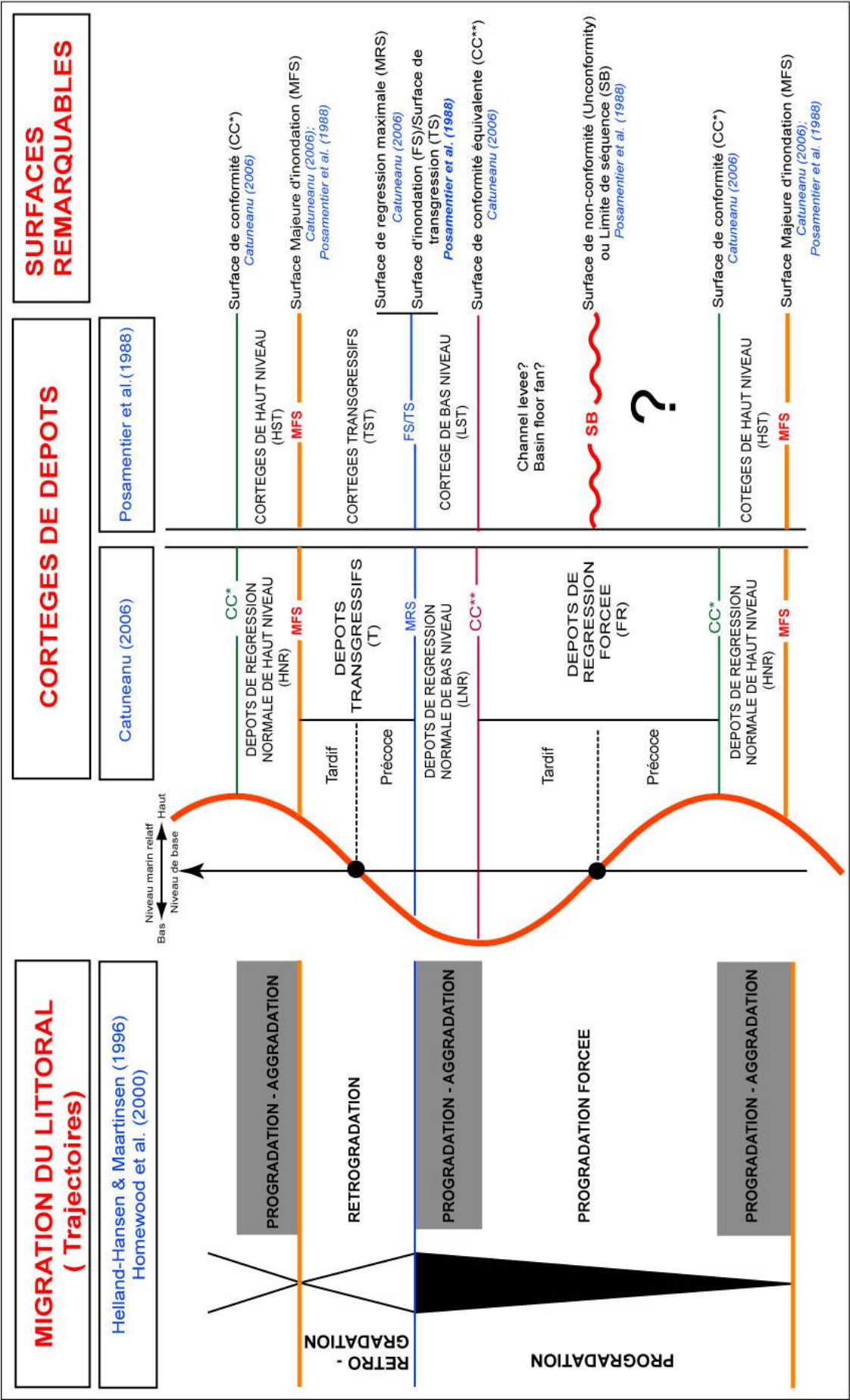


Figure 7.4- Tableau de synthèse des modèles d'évolution spatio-temporels des séquences de dépôts.

II.2- Modèles prédictifs d'évolution spatio-temporelle des profils de dépôts

Deux types d'objet permettent de définir les séquences de dépôt : la migration des offlap breaks et les biseaux stratigraphiques. Ces deux types d'objets s'intègrent dans le bilan A/S. La nomenclature utilisée pour caractériser les séquences sismiques (cortèges de dépôts, surfaces de discontinuités majeures) est compliquée car dépend à la fois du modèle et des auteurs. Nous avons ainsi dressé un tableau permettant d'établir des correspondances entre les termes utilisés dans les différents modèles (Fig. 7.4). L'analyse de ce tableau montre que :

* Sur la base de la migration des offlap breaks, cinq types géométries de dépôts peuvent être décrits à partir d'un profil de dépôt (Fig. 7.5) :

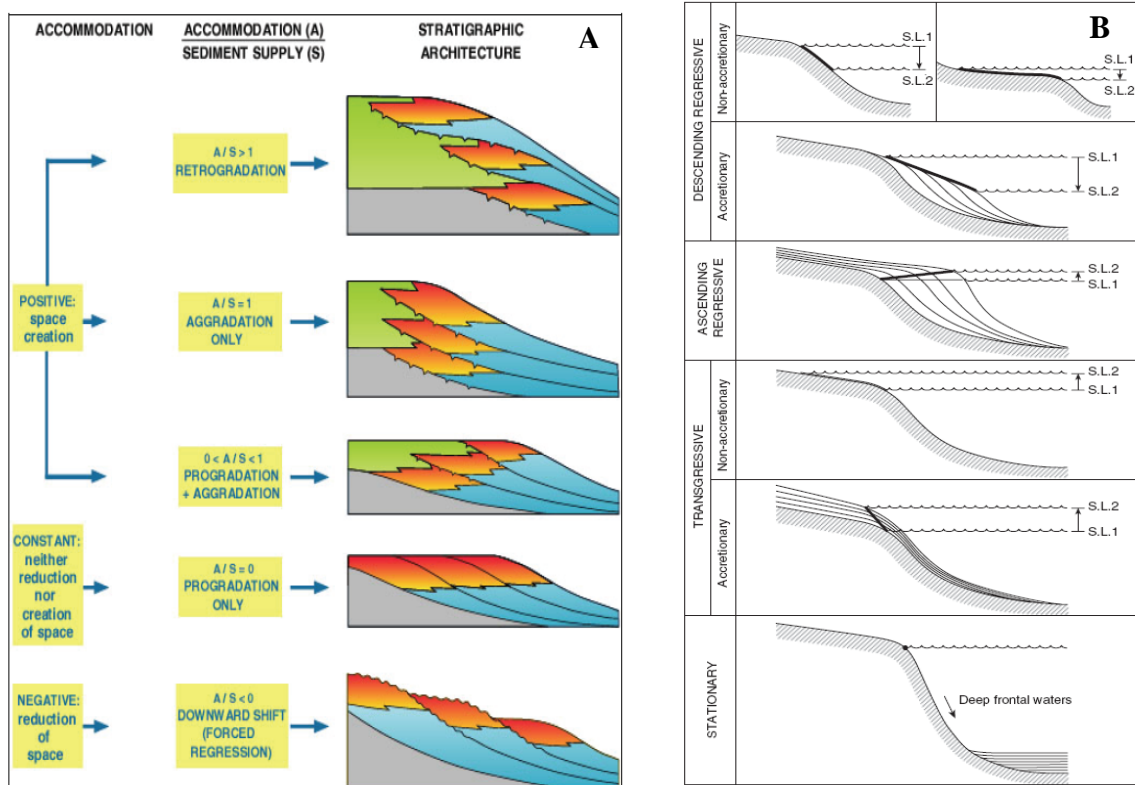


Figure 7.5- A. Agencement des cortèges de dépôt (d'après Homewood *et al.*, 2000). Une variation du rapport A/S induit une progradation, une aggradation ou une rétrogradation du profil de dépôt. Le cas de régression forcée est indépendant des variations de flux sédimentaires car ne peut s'expliquer que par une baisse de l'espace disponible ($A < 0$). B. Différentes classes des trajectoires de ligne de rivage. Modifié par Helland-Hansen & Maartinsen (1996).

- le système de progradation-aggradation (Homewood *et al.*, 2000) qui correspond au système de régression normale de haut niveau de Catuneanu (2006) ;
- le système de progradation pure (Homewood *et al.*, 2000) ;
- le système rétrogradant (Homewood *et al.*, 2000) qui est l'équivalent de la géométrie transgressive (Catuneanu, 2006) ;
- le système de progradation forcée (Homewood *et al.*, 2000 ; Catuneanu, 2006) ;

- le système de transgression avec accrétion (Catuneanu, 2006).

Dans cet ensemble, on retrouve les géométries décrites dans la limace de Vail (Progradation/Aggradation - Progradation forcée - Progradation/Aggradation - Retrogradation) (Fig. 7.6).

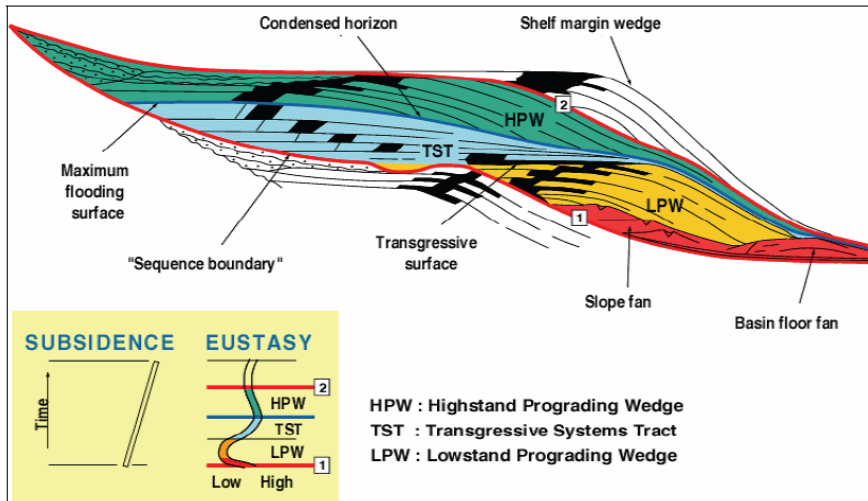


Figure 7.6- Limace de Vail et définition des cortèges de dépôt. Vail considérait dans son modèle le paramètre eustatique comme prédominant et traduisait les variations absolues du niveau marin par la cyclicité des cortèges de dépôts (d'après Homewood, 2000).

* Sur la base des biseaux stratigraphiques, quatre types de terminaisons sismiques ou de biseaux stratigraphiques facilitent l'identification des séquences de dépôts. Ce sont les onlap, toplap, downlap et erosional truncation (Fig. 7.7).

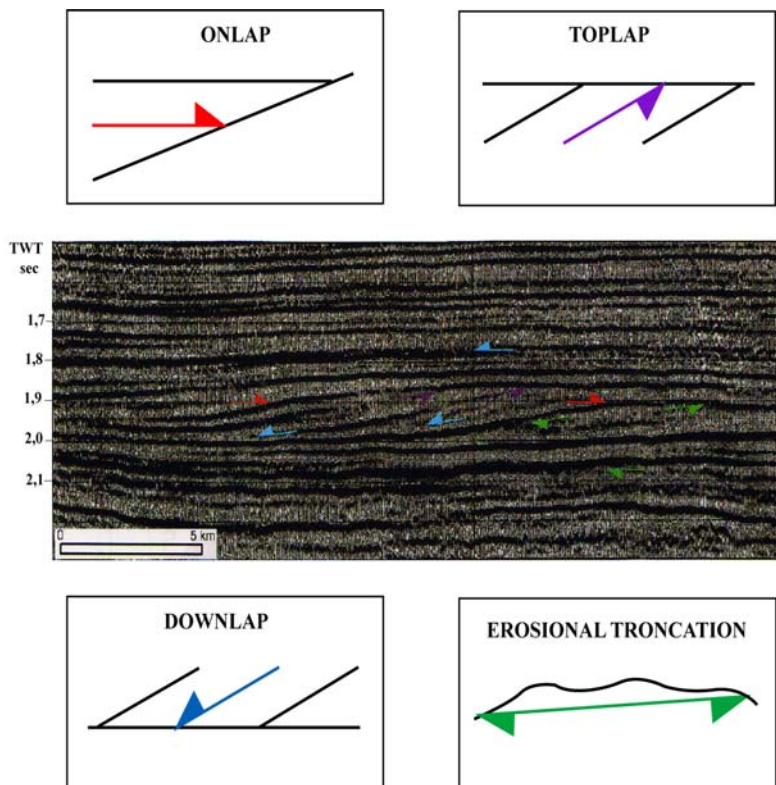


Figure 7.7- Types de biseaux stratigraphiques.

* Sur la base à la fois de la migration du littoral et des biseaux stratigraphiques, trois cortèges de dépôts peuvent être visualisés (Fig. 7.4):

- les cortèges de bas niveau (LST) (Homewood *et al.*, 2000) qui correspondent aux dépôts de régression forcée (FR) (Catuneanu, 2006) ;
- les cortèges de haut niveau (HST) (Homewood *et al.*, 2000), qui sont l'équivalent des dépôts de régression normale de haut niveau (HNR) (Catuneanu, 2006) ;
- les cortèges transgressifs (TST) (Homewood *et al.*, 2000), qui correspondent aux dépôts transgressifs (T) (Catuneanu, 2006).

Ces cortèges sont limités par trois types de limites :

1. les surfaces d'inondation majeures (MFS) (Posamentier *et al.*, 1988 ; Catuneanu, 2006) ;
2. les surfaces d'inondation (FS) ou surfaces de transgression (TS) (Posamentier *et al.*, 1988) ou surfaces de régression maximale (MRS) (Catuneanu, 2006) ;
3. les surfaces de non-conformités (Unconformity) ou limite de séquence (SB) (Posamentier *et al.*, 1988) ou surface de conformité corrélative (Hunt & Tucker, 1992 ; Posamentier & Allen, 1999).

Ainsi, un cycle stratigraphique va d'une MFS à une autre alors qu'une séquence de dépôts est limitée par deux surfaces de non-conformités.

III- METHODE DE STRATIGRAPHIE SISMIQUE : DECOUPAGE EN SEQUENCES ET CORTEGES DE DEPOTS

Le travail d'analyse stratigraphique de la sismique consiste à décrire l'architecture stratigraphique à partir des migrations du profil de dépôt dans le temps et de la hauteur des clinoformes. Nous utilisons à ce sujet, la méthode de pointé sismique des offlap-break et des terminaisons des réflecteurs. Elle permet non seulement de définir les séquences de dépôts et les surfaces stratigraphiques associées, mais aussi les habiller en cortèges de dépôts permettant de caractériser l'évolution spatio-temporelle du bassin.

III.1- Analyse des trajectoires : migration du littoral (ou de l'offlap break)

Pour caractériser l'évolution spatio-temporelle du profil de dépôt, nous nous basons sur la migration d'un point de référence nommé offlap break côtier et les terminaisons des réflecteurs. L'offlap break peut être défini comme le point le plus haut de rupture de pente du profil de dépôt correspondant à la position du littoral (Fig. 7.8a). D'un point de vue stratigraphique, ce point se situe à la hauteur du niveau de base, correspondant au 0 marin relatif (Jervey, 1988).

La migration de l'offlap break dans le temps peut s'effectuer soit vers l'aval : c'est la progradation (Fig. 7.8b, flèche 1) ; soit vers l'amont : c'est la rétrogradation et/ou l'aggradation du profil de dépôt (Fig. 7.8b, flèche 2),

Les horizons-temps remarquables que nous devons localiser sur les profils sismiques sont définis comme les surfaces à partir desquelles s'initie un changement dans la migration de l'offlap break. Ces surfaces sont propagées en amont et en aval de la zone de l'offlap break et sont déterminées par l'analyse de la terminaison des réflecteurs (onlap, downlap, toplap et troncatures d'érosions) (Mitchum *et al.*, 1977) (Fig. 7.8). On distingue :

- les surfaces d'inondation ou Flooding Surface (FS)

Elles expriment des inversions de tendance de la migration de l'offlap break et correspondent au passage d'une phase progradante à une phase purement aggradante ou rétrogradante. Les terminaisons sismiques de part et d'autre de cette surface stratigraphique sont des toplaps sous la FS et des onlaps sur la FS.

- des surfaces majeures d'inondation ou Maximum Flooding Surface (MFS)

Les MFS expriment aussi des inversions de tendance de la migration de l'offlap break, mais sont des horizons à partir desquels s'initie une progradation. Ils sont repérables grâce aux réflecteurs sus-jacents qui s'y biseautent en downlap.

- des surfaces de non-conformités ou Sequence Boundary (SB)

Elles traduisent des accélérations de progradation. Ce sont des périodes caractérisées par une migration significative vers l'aval de la position de l'offlap break. On peut distinguer les cas :

- de progradation pure ou de progradation/aggradation marqués par une accélération de la migration horizontale vers l'aval (Fig. 7.8c, flèche 3).
- ou de régression forcée, lorsque le niveau de l'offlap break s'abaisse brutalement par rapport à sa position initiale (Fig. 7.8c, flèche 4). Dans ce cas, la migration de l'offlap break est souvent associée à des troncatures d'érosions au dessus desquelles les dépôts se biseautent en onlaps.

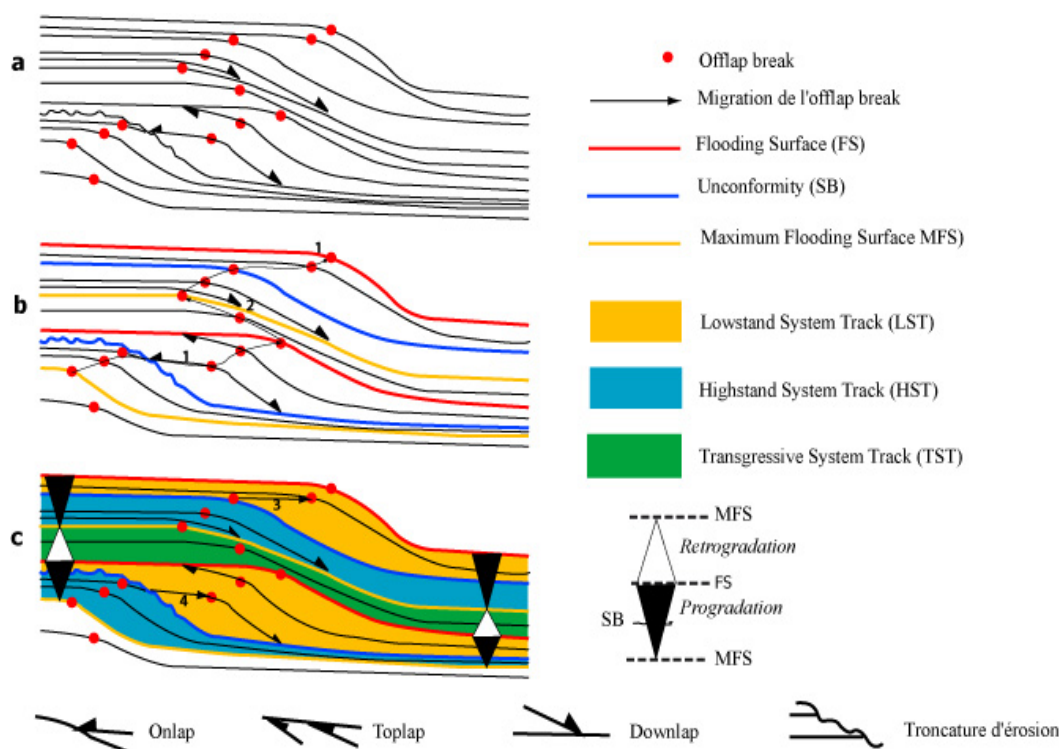


Figure 7.8- Définition des différentes surfaces stratigraphiques et des séquences de dépôt-type à partir des migrations de l'offlap break et des terminaisons de réflecteurs.

a : Pointé des offlap breaks et des terminaisons de réflecteurs sismiques (onlap, toplap, downlap, troncatures d'érosion). Les surfaces noires correspondent à des lignes temps.

b : Pointé des horizons stratigraphiques (discontinuités sismiques) à partir des migrations de l'offlap break et des géométries des terminaisons de réflecteurs.

1 : Progradation de l'offlap break ; 2 : Retrogradation de l'offlap break.

c : Habillage des cortèges de dépôt. La séquence type de cette étude correspond à l'intervalle entre deux MFS, équivalant à la « genetic stratigraphic sequence » de Galloway (1989).

3 : Progradation pure ; 4 : Régression forcée (abaissement de l'offlap break ou downward shift).

L'étude de l'agencement spatio-temporel des offlap breaks et des terminaisons des réflecteurs permet d'identifier trois principaux types de cortèges de dépôts entre les surfaces stratigraphiques majeures (MFS, FS, SB) (Fig. 7.8c):

- les cortèges de haut niveau progradants ou *Highstand System Track (HST)* limités à la base par une MFS et au sommet par une SB. C'est un prisme aggradant/progradant sur la plateforme qui montre une stabilité puis une migration de la ligne de rivage vers le bassin.

- les cortèges de bas niveaux progradants ou *Lowstand System Track (LST)*, limités à la base par une SB et au sommet par une FS. Ils sont régressifs c'est-à-dire marqués par une migration de la ligne de rivage vers le bassin. Ils sont constitués de prismes progradants (lowstand wedge) et de dépôts turbiditiques (slope fan et basin floor fan), le tout se formant à partir de la bordure de plateforme.

- les cortèges transgressifs aggradants et/ ou rétrogradants ou *Transgressive System Track (TST)*, limités à la base par une FS et au sommet par une MFS. Ils montrent un décalage vers le continent de la ligne de rivage et forment un biseau rétrogradant.

Un ensemble successif de trois cortèges de dépôts, forme une séquence sismique ou séquence de dépôt et permet de définir un cycle stratigraphique. Une séquence de dépôts est donc limitée par deux MFS.

III.2- Hauteur des clinoformes

La caractérisation des prismes de progradation, l'identification des ruptures de pentes et leur mode de migration sont basés sur la morphologie et la taille des clinoformes. Un clinoforme est défini par sa hauteur H (composante verticale entre le sommet et le pied du prisme) et sa largeur L (composante horizontale entre le sommet et le pied du prisme). La typologie et la taille des clinoformes varient selon leur localisation (Fig. 7.9) :

- Dans le plateau et la pente continentale, les clinoformes peuvent atteindre voire dépasser plusieurs centaines de mètres de haut ;
- Dans la plaine côtière et le shelf, les clinoformes (shoreline clinoforms) ont plus de 10 m de haut (Fig. 7.9a) ;
- Dans les deltas subaquatiques, les clinoformes présentent des hauteurs qui vont de 24 à plus de 100 m.

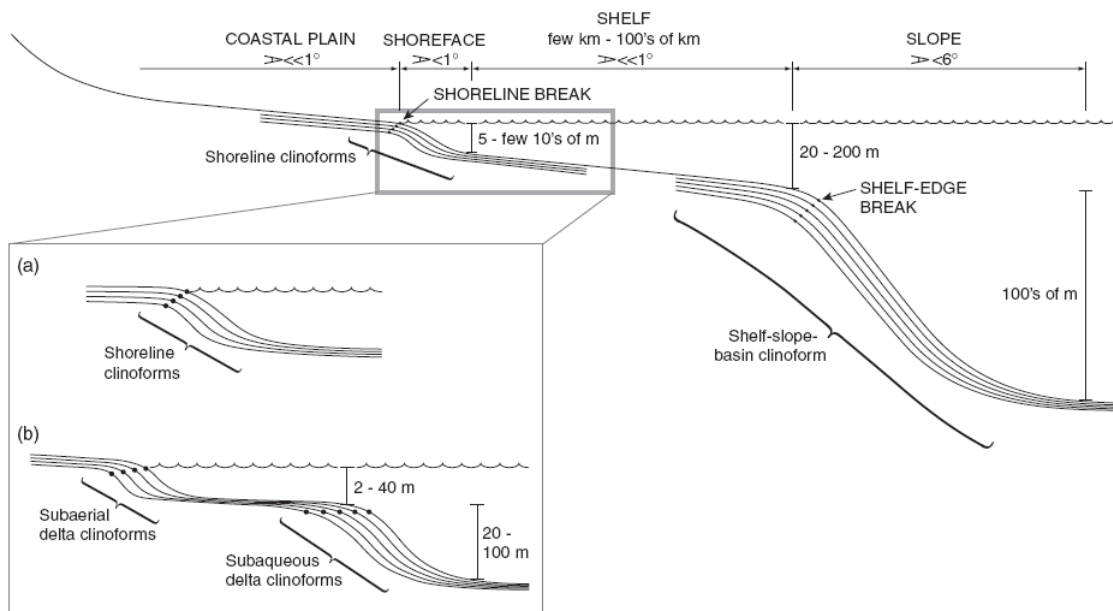


Figure 7.9- Profil simplifié du fond marin montrant la géométrie des clinoformes (Helland-Hansen & Hampson, 2009). Noter que de la plaine côtière au plateau, le profil peut présenter un (a), ou plusieurs (b) clinoformes.

En fonction du rapport L/H, on distingue deux types de prismes : les prismes «pentés » qui ont une forme sigmoïdale et un rapport L/H faible et les prismes « rampés » de hauteur réduite, mais avec une géométrie très allongée dont un rapport L/H fort.

IV- HABILLAGE DES COUPES EN ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

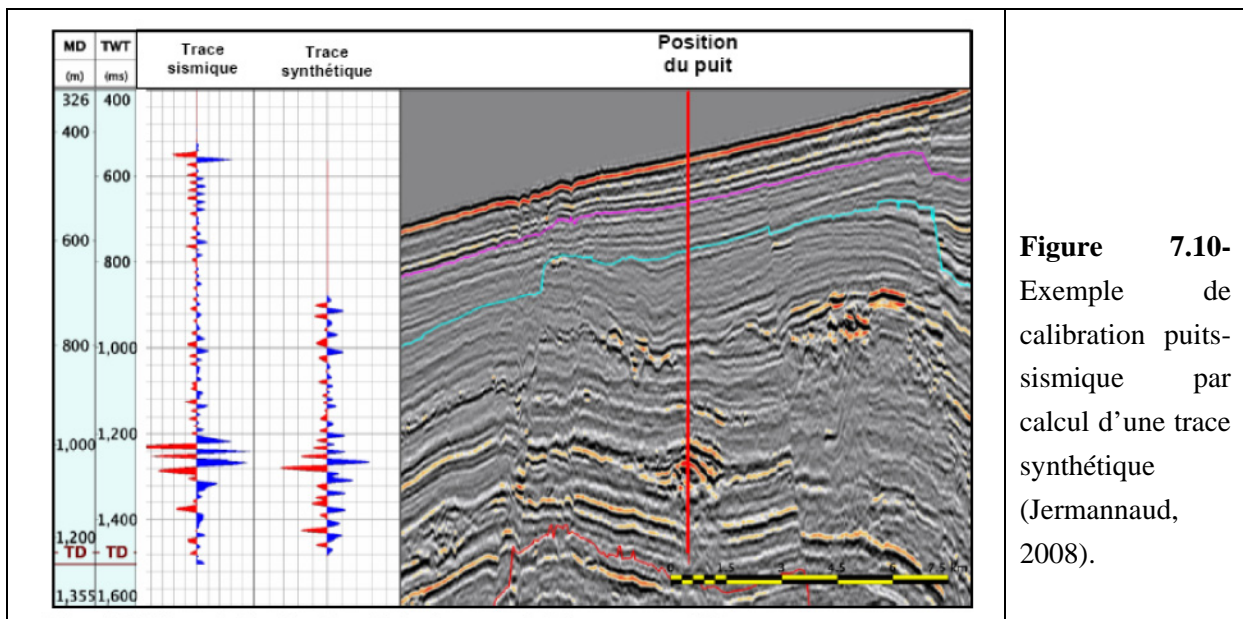
L'interprétation et l'habillage des coupes régionales en environnements de dépôts se font au terme de deux étapes, consistant dans un premier temps en une interprétation des données de puits, et dans un second temps en un calage de ces données à la sismique.

IV.1- Interprétation des diagraphies des puits

L'interprétation des diagraphies de puits commence par une attribution à chaque signature diagraphique de puits (combinaison des signatures gamma ray et sonic), d'un environnement de dépôt particulier (Fig. 7.11a). Des logs synthétiques sont faits en se basant sur le GR et le sonique et en déterminant un « cut-off ». Par la suite, l'analyse sédimentologique des puits permet la calibration de ces signatures diagraphiques et la distinction des environnements de dépôt.

IV.2- Calage puits – sismique et habillage en environnements de dépôts

Le calage des données de puits à la sismique se fait par l'extraction d'un «log synthétique ». Le principe consiste à extraire une trace sismique calculée à partir des données diagraphiques de la courbe du sonic (vitesse de propagation des ondes acoustiques dans la roche), puis la comparer et la calibrer à la trace d'acquisition sismique au point de forage (Fig. 7.10).



On reporte enfin, les informations diagaphiques et leurs interprétations sédimentologiques sur les lignes sismiques (Fig. 7.11b) qui peuvent alors être habillées en environnements de dépôts (Fig. 7.11c).

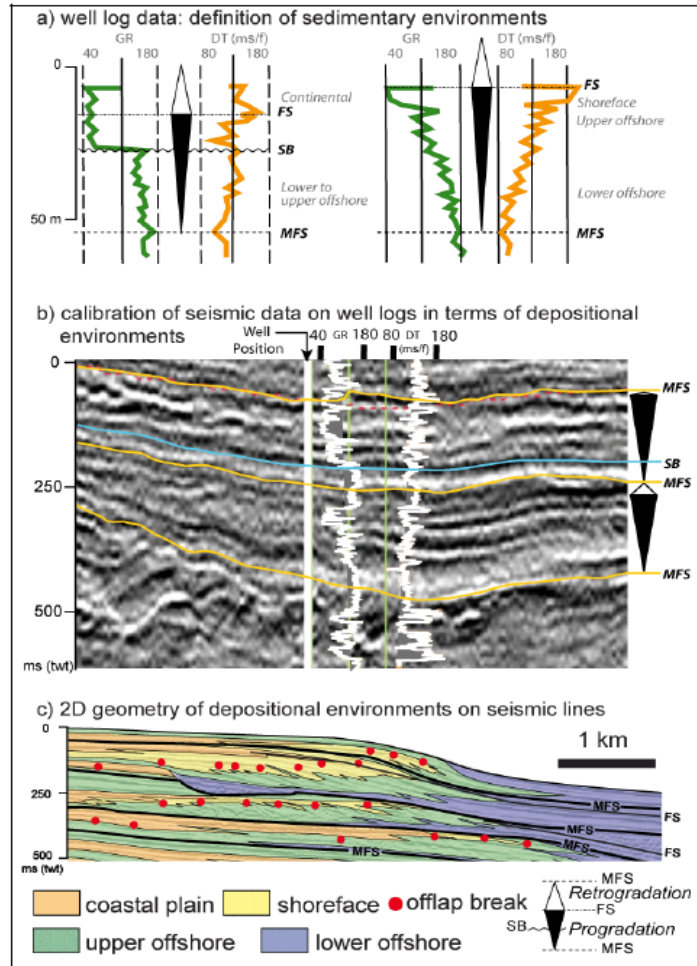


Figure 7.11- Exemple d'analyse faciologique et séquentielle des données de puits disponibles et habillage des coupes sismiques en environnements de dépôts (Jermannaud, 2008).

V- CALAGE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES CORTEGES DE DEPOTS

Pour calibrer les séquences stratigraphiques en âges « absolus », nous utilisons les rapports biostratigraphiques effectués sur les puits étudiés. Ces rapports sont des résultats des analyses menées par les biostratigraphes de TOTAL sur les biozones de foraminifères et de nannofossiles. Chacune des biozones est déterminée à partir des périodes d'apparition et de disparition de certaines espèces. Les points de datation sur les puits sont ensuite reportés sur la sismique, de manière à estimer les gammes d'âges des séquences stratigraphiques décrites. La calibration des séquences en âges absolus nous permet d'estimer leur durée moyenne.

CONCLUSION

La stratigraphie séquentielle permet par l'entremise de l'analyse de la migration du littoral ("offlap break") et des discontinuités de retrouver la part de contrôle des paramètres tectonique, eustatique et sédimentaire dans l'évolution d'un bassin. Les informations apportées par lignes sismiques et les données de puits mises à notre disposition, nous permettront de contraindre la surrection de la marge camerounaise à travers l'étude des bassins de Rio del Rey et de Douala.

CHAPITRE 8

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE RIO DEL REY

CHAPITRE 8

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE RIO DEL REY

Nous avons présenté dans le chapitre précédent la méthode de stratigraphie séquentielle. Celle-ci permet à partir de la migration du littoral (offlap break) et des discontinuités majeures, de comprendre l'évolution d'un bassin ou d'une marge. Nous appliquons cette méthode à l'étude de deux coupes sismiques régionales du bassin de Rio del Rey afin de comprendre la part du contrôle de la tectonique dans l'évolution du bassin. Dans ces travaux, seule la coupe longitudinale est présentée (Fig. 8.1). Cette coupe de 47 km de long et orientée NE-SW, est un assemblage de quatre coupes 2D notées 1, 2, 3 et 4. Les puits A, B et C utilisés dans cette étude permettront de faire un calage temporel de cette coupe et de discuter des milieux de dépôts et de la variation de la lithologie.

I- RESULTATS

I.1- Sismique

D'un point de vue stratigraphique, le pointé sismique ("line drawing") montre trois grandes unités : une unité basale, caractérisée par des structures chenalisantes, une unité intermédiaire constituée de clinoformes et une unité sommitale (Fig. 8.2).

- *L'unité basale à chenaux*

Elle est constituée de systèmes sédimentaires érosifs associant des chenaux de largeur apparente plus importante vers l'amont (5 à 10 km) et qui diminue au fur et à mesure qu'on progresse vers l'aval, faisant par endroits quelques centaines de mètres seulement. Leur hauteur moyenne varie entre 300 et 500 ms. La plupart de ces chenaux sont dans une phase de remplissage en particulier ceux qui sont situés vers l'amont. Deux troncatures d'érosion majeure, l'une séparant l'unité en deux sous-unités et l'autre la limitant avec l'unité supérieure sont mises en évidence.

- *L'unité intermédiaire progradante*

Cette unité est caractérisée par des formes sigmoïdales à clinoformes bien marqués, dont la hauteur varie entre 200 et 330 ms. Elle peut être subdivisée en deux sous-unités : une sous-unité inférieure à géométrie progradante (sens large) bien marquée,

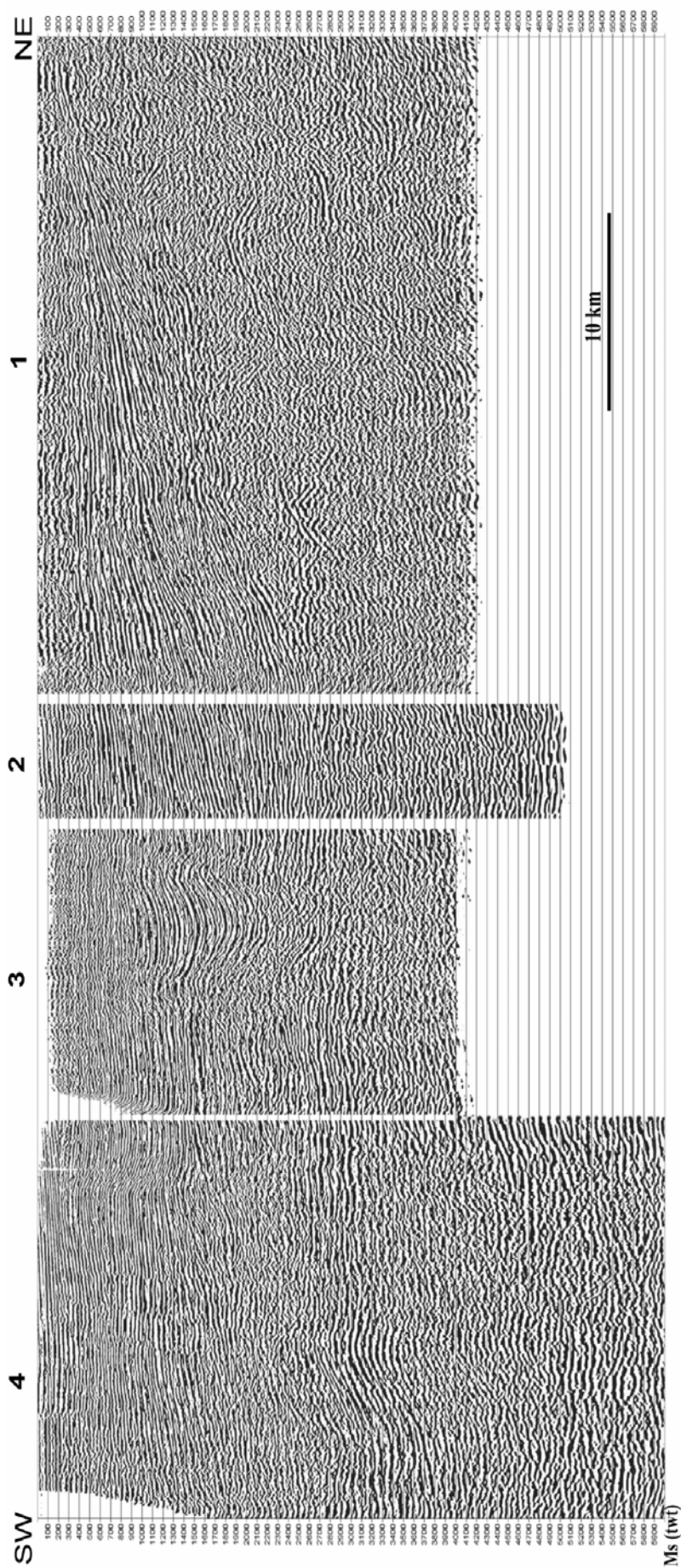


Figure 8.1- Ligne sismique régionale, constituée d'un assemblage de quatre coupes 2D, servant de support à l'analyse stratigraphique du bassin de Rio-del-Rey (voir plan de position Fig. 7.1).

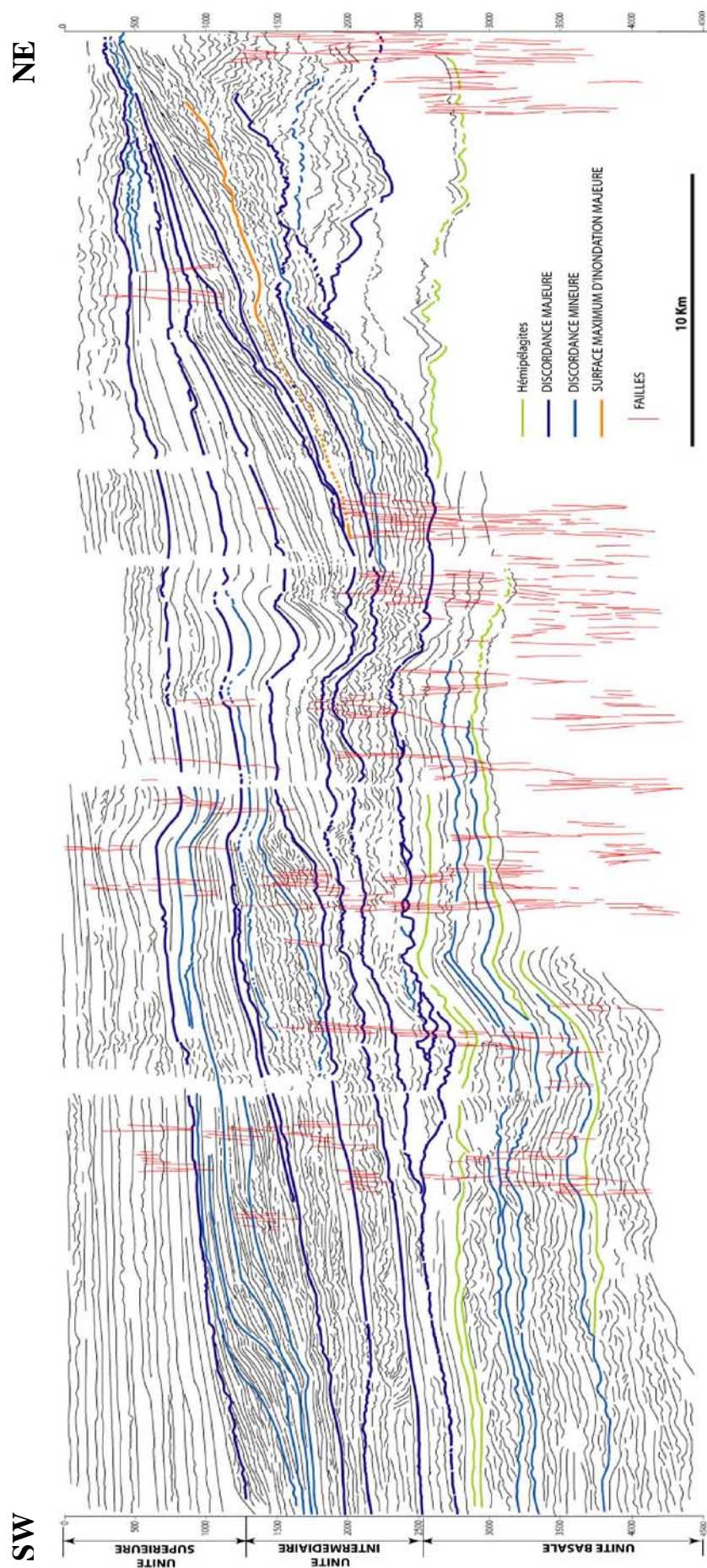


Figure 8.2- « Line drawing » obtenue à partir de la coupe sismique régionale de la figure 8.1. Elle montre à la base des systèmes chenalisants et dans la partie intermédiaire, des clinoformes. Les failles sont subverticales et plus concentrées dans la partie centrale de la coupe. Noter qu'il existe une partie de la « line drawing » qui n'est pas représentée sur la coupe de la figure 8.1 pour des raisons de confidentialités.

surmontée par un ensemble aggradant (deuxième sous-unité). L'épaisseur totale de ces sous-unités est importante (700 ms) vers l'aval (SSW) et s'amincie vers le NNE (200 ms).

- ***L'unité supérieure aggradante***

L'unité supérieure aggradante est caractérisée par des réflecteurs plus ou moins continus avec par endroits des faciès chaotiques. De multiples petits chenaux y sont identifiables. Leur largeur apparente peut atteindre 500 m.

D'un point de vue tectonique, la coupe sismique montre deux types de structures : des réseaux de failles et des plis syn-sédimentaires auxquels s'ajoute un basculement des dépôts sédimentaires avec discordances progressives (Figs. 8.2 & 8.3).

- ***Les failles***

Les failles sont subverticales et présentent par endroits une configuration de « structures en fleurs » qui traduit une déformation décrochante. Cette déformation est bien marquée dans les systèmes chenalisants de l'unité basale. La ligne sismique montre trois grands couloirs de failles situées respectivement en "onshore" (partie amont) (largeur apparente = 2,5 km), dans le plateau (partie centrale) (largeur apparente = 11 km) et en mer (partie aval) (largeur apparente = 2,5 km). Les faisceaux de failles qui se développent dans la partie centrale, contrôlent les plis qui s'atténuent vers le haut.

Dans l'unité intermédiaire progradante, la densité des failles a considérablement diminué. La plupart de ces failles sont localisées en offshore, en amont des clinoformes.

- ***Les plis***

Deux types de plis sont observés :

- les plis syn-sédimentaires sur décrochements qui sont des plis associés aux réseaux de failles précédents, ils traduisent un décrochement. Il s'agit d'une succession latérale d'anticlinaux et synclinaux de longueur d'onde apparente égale à 5 km voire plus et d'amplitude apparente 330 ms.
- les plis de grande longueur d'onde (environ 8 km) localisant les chenaux turbiditiques. A l'inverse, ils sont de faibles amplitudes (100-150 ms).

- ***Les discordances syn-sédimentaires***

Elles indiquent le basculement de la marge qui se traduit en amont par des discordances successives scellées par des surfaces érosives (incision de chenaux de plusieurs kilomètres de large et de quelques dizaines de ms de profondeur).

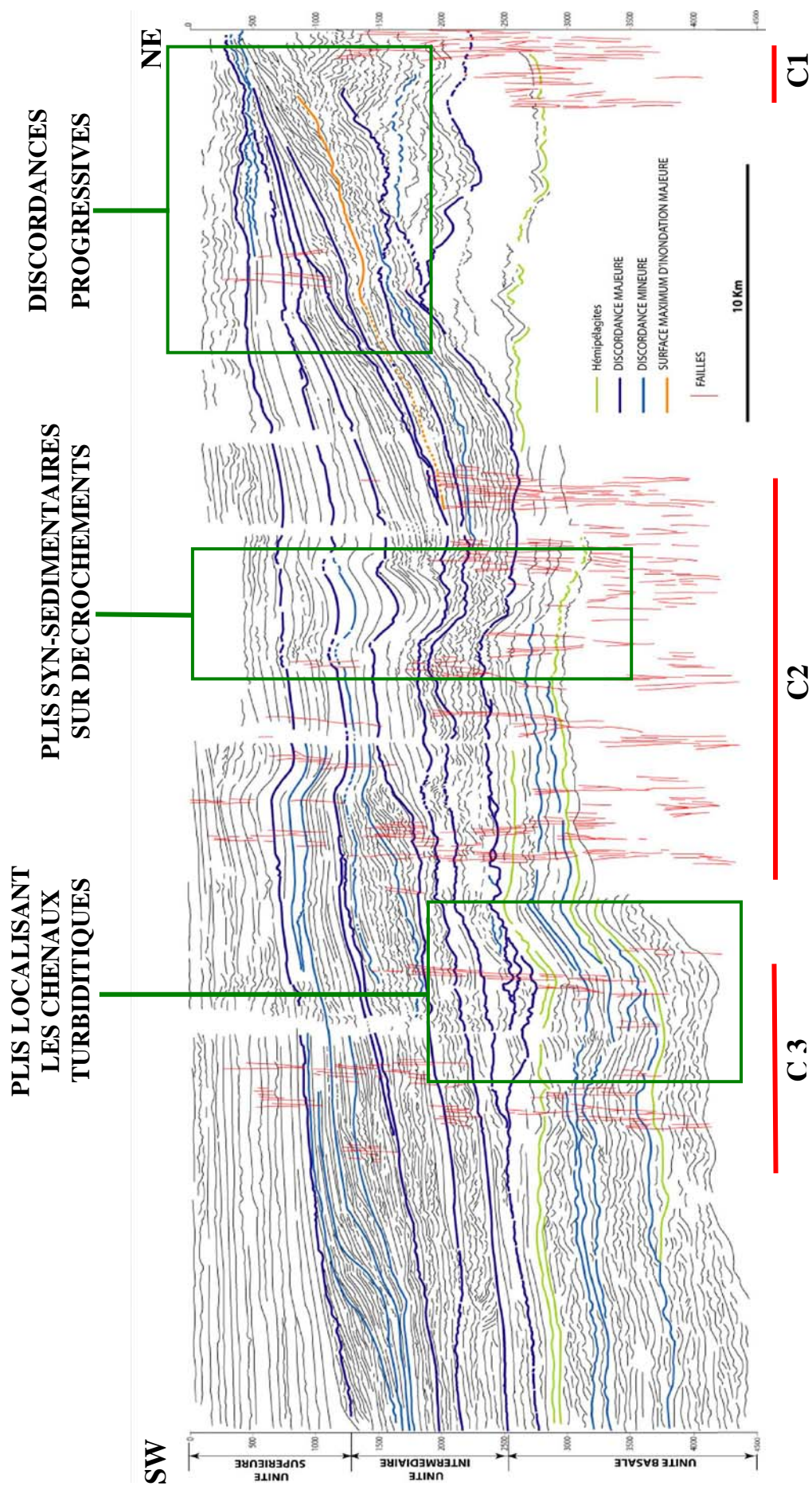


Figure 8.3- Localisation des grands couloirs de failles (C1, C2 et C3), des deux types de plis rencontrés dans le bassin (pli localisant les chenaux turbiditiques, en aval et plis syn-sédimentaires sur décrochements, au centre) et des discordances progressives (au Nord-Est).

I.2 – Puits

La succession sédimentaire étudiée dans le Rio del Rey oriental est constituée de trois ensembles lithologiques, de bas en haut :

- une alternance d'argiles et de sables,
- des formations plus argileuses,
- une alternance d'argiles et de sables, avec cependant une prédominance des niveaux sableux.

Nous décrirons dans cette partie, l'évolution des environnements de sédimentation, la lithostratigraphie et la biostratigraphie des puits A, B et C dont nous disposons les informations nécessaires.

I.2.1- Milieux de sédimentation

Trois types d'environnements de dépôts peuvent être définis à partir de l'étude conjointe des données de rapports de fin de sondage, des faciès (diagraphies, déblais), des données paléocéologiques (analyses des rapports Planctoniques/Benthiques/Arénacés):

- *le domaine marin profond (zone bathyale)*

Localisé à partir de 1625 m dans le puits B et 1430 m dans le puits C, le domaine marin montre une très grande richesse en foraminifères. Les signatures diagraphiques montrent une organisation de type « arbre de Noël inversé » en profondeur. Ce qui se traduit par la présence des turbidites dont la base est délimitée par une surface de non-conformité.

- *le domaine marin de plateforme (zone néritique)*

Il correspond à la transition entre les domaines continentaux et marins. Très riche en foraminifères, le domaine marin de plateforme est caractérisé par une tendance sablo-croissante marquée par une signature diagraphique en forme d'entonnoir. Sa base varie entre 170 m (puits C) et 470 m (puits B) et son sommet entre 1624 m et 2983 m (puits B) et 1430 m (puits C).

- *le domaine continental (transition du littoral)*

Il va jusqu'à 170 m de profondeur et peut atteindre 472 m (puits B). C'est le milieu le plus variable d'un point de vue lithologique (alternance de dépôts argileux organiques, ligniteux, ou de dépôts sableux hétérolitiques de barres fluviales). Il est caractérisé par l'absence de faune. Les faciès diagraphiques montrent une organisation sablo-décroissante

(organisation en cloche) caractéristique des faciès continentaux fluviatiles (Shelf, 1972 ; Homewood et al., 1992).

I.2.2- Lithostratigraphie

Différents rapports de fin de sondage faits sur le bassin de Rio-del-Rey présentent une nomenclature très variable selon les puits. Nous adoptons dans cette étude, la nomenclature liée à la charte stratigraphique en vigueur chez Total-Cameroun E&P. Trois principales unités peuvent être décrites dans le bassin de Rio del Rey (Fig. 8.4) :

- L'unité basale chenalisante

Son épaisseur varie entre 1000 et 2000 ms. Elle correspond à la Formation de l'Isongo qui comprend deux membres:

- un membre inférieur caractérisé par une alternance de dépôts argileux et de dépôts sableux, avec cependant une prédominance des faciès sableux. Son épaisseur est plus importante dans la partie aval de la coupe (1500 à 1700 ms) et environ seulement 500 ms dans la partie amont. C'est le domaine des hémipélagites. La limite supérieure de ce membre est une grande troncature d'érosion.
- un membre supérieur d'épaisseur très variable (entre 200 et 1000 ms) et à prédominance argileuse. Il est encadré par deux troncatures d'érosion.

- L'unité intermédiaire

Progradante, marine à littorale (prodelta à front de delta), cette unité comprend les Formations de Diongo et de Nguti dont la définition exacte est difficile à établir du fait du caractère progradant et donc de nombreux passages latéraux de faciès. Son épaisseur augmente de l'amont (500 ms) vers l'aval où elle peut atteindre 1200 ms.

- L'unité supérieure.

Elle est continentale et correspond à l'ensemble dénommé "alternance deltaïque" dont l'équivalent dans le delta du Niger est la Formation du Benin. Son épaisseur est comprise entre 200 et 1200 ms.

A l'exception du sommet de la Formation de l'Isongo, les limites des formations sont diachrones.

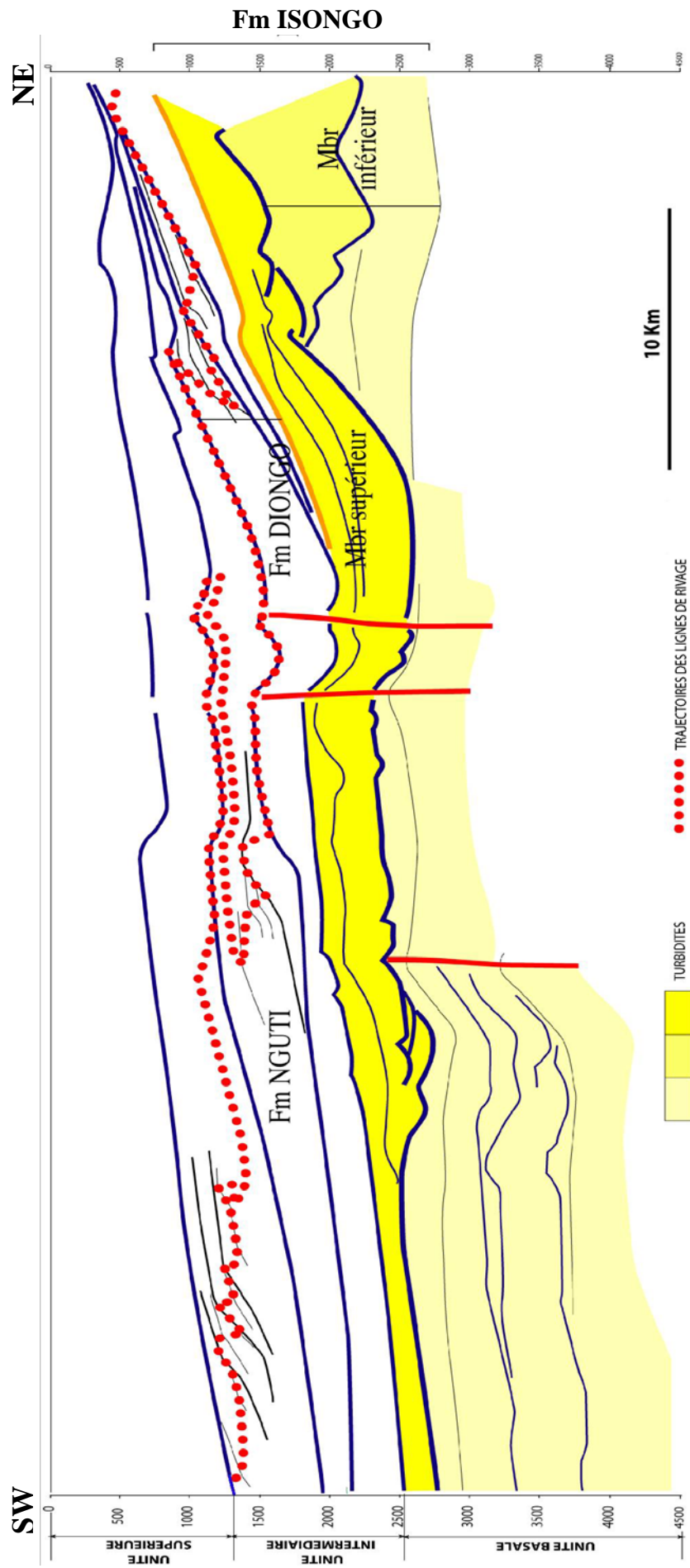


Figure 8.4- Lithostratigraphie du bassin de Rio del Rey d'après la nomenclature de la charte stratigraphique du Tertiaire Nigeria - Cameroun, réalisée par Total. Deux principales formations décrites dans le texte y sont représentées : la Formation de l'Isongo et la formation supérieure non nommée qui la recouvre.

I.2.3- Biostratigraphie

L'analyse biostratigraphique est basée sur les rapports de fin de sondage de Total- Cameroun E&P, faits par Brun *et al.* (1983). De nombreuses espèces de Foraminifères (benthiques et planctoniques) ont été identifiées à partir des déblais des puits B et C dans le bassin de Rio del Rey. Calées sur les échelles de référence, ces faunes ont permis de dater cette succession du sous-système au sous-étage. Les tranches d'âges paléocène, miocène inférieur, miocène moyen, miocène supérieur et pliocène à récent ont été proposées pour ces sédiments.

Puits C

Dans le puits C, les étages représentés sont ceux du Miocène (inférieur, moyen et supérieur).

- L'intervalle du puits représentant le Miocène inférieur varie de 3132 à 2681 m. C'est la zone à *Globigerinoïdes sicanus* et à *Bolivina tenuicostata* – *Daucinoïdes cicutegens*.
- Le Miocène moyen a une épaisseur stratigraphique de 471 m (de 2681 m à 2210 m). Sa délimitation a été faite grâce à la présence des espèces *Cassigerinella chipolensis*, *Eponidopsis eshira* – *Uvigerina mitsogho*.
- Le Miocène supérieur a été identifié par plusieurs espèces de Foraminifères planctoniques (*Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Globorotalia merotumida*) et benthiques (*Ptychomiliola sp.*, *Siphogenerina sp.*) qui la situent entre 290 et 2210 m, soit une épaisseur de 1720 m.

Puits B

La résolution temporelle est moins bonne que pour le puits C. Toutefois, trois intervalles importants sont observés.

- Le Paléocène, remanié et de faible épaisseur (2983 – 2969 m), est mis en évidence par la présence des *Clavulinoides midwayensis*.
- Le Miocène moyen à supérieur est caractérisé par les Foraminifères *Cyclammina sp. SP.*, *Valvulina flexilis*. L'épaisseur des sédiments varie de 1624,5 à 2969 m.
- Le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur se retrouvent au sein d'un intervalle stratigraphique compris entre 624 et 1624 m. La délimitation de cet intervalle a été rendu possible grâce à la présence des *Cancris sp.* et des *Textularia mexicana*.

Le calage des puits sur la sismique permet de localiser le Miocène inférieur, moyen et supérieur ainsi que leur limite (Fig. 8.5).

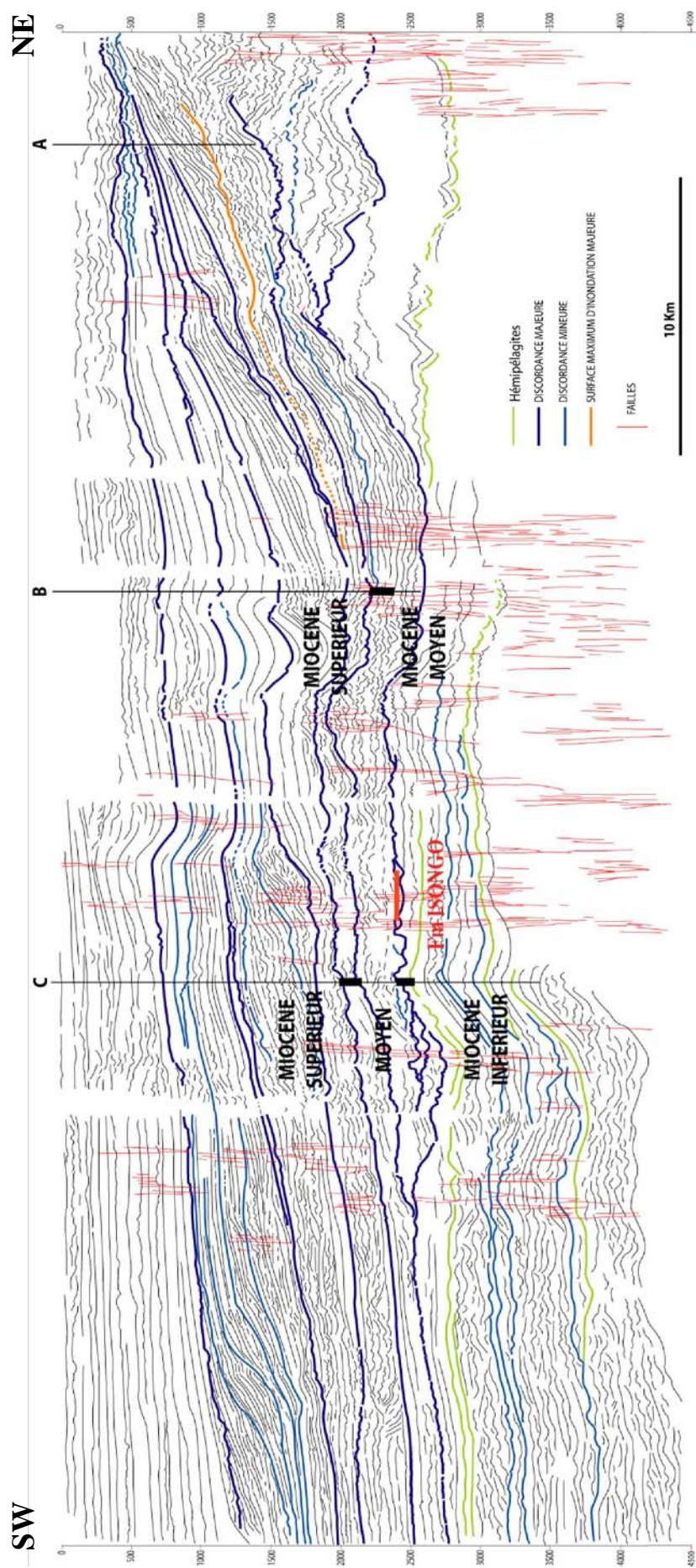


Figure 8.5- Calage biostratigraphique de la coupe régionale à partir des puits A, B et C. Les principales tranches d'âges sur lesquelles a été calée la sismique sont du Miocène.

I.3- Découpage des séquences

Sur le plan sédimentaire et stratigraphique, au moins deux grands ordres d'architecture sédimentaire (séquences de dépôts ou cycles stratigraphiques) peuvent être mis en évidence (Fig. 8.6) : les séquences d'ordres 2 et les séquences d'ordre 3.

Les séquences d'ordre 2 comprennent une grande unité à tendance progradante (miocène inférieur à actuel) et une unité turbiditique (Miocène inférieur à moyen). Chaque séquence se subdivise en cycles d'ordres inférieurs. Sur le plan tectonique, ces séquences ont été marquées par les failles et les plis. Les failles se sont développées sous formes de grands couloirs avec un contrôle sur les plis syn-sédimentaires.

I.3.1- La séquence progradante

Elle est caractérisée par le passage des turbidites à des dépôts continentaux et la mise en place des discordances progressives indiquant un basculement syn-dépôts. Développée dans l'unité deltaïque, cette séquence peut être subdivisée en trois séquences ou cycles d'ordres 3, notées : P1, P2 et P3 (Fig. 8.6).

- La séquence P1, datée miocène inférieur-miocène moyen est localisée en amont de la coupe. Elle montre des clinoformes peu marqués (rapport L/H, faible : $L = 1,35 \text{ km}$; $H = 208 \text{ ms}$), ce qui lui confère une géométrie de type "pente". La migration des offlaps breaks permet de remarquer la présence des géométries aggradantes aussi bien pour les cortèges transgressifs et de haut niveau que pour le prisme de bordure de plateforme (progradation/aggradation) ;
- La séquence P2, d'âge miocène supérieur, est observée dans la partie centrale de la coupe. Elle montre aussi des clinoformes peu marqués (rapport L/H, faible : $L = 1,35-1,7 \text{ km}$; $H = 208 \text{ ms}$). La configuration des prismes est donc de type "pente". Deux épisodes de progradation/aggradation encadrent un épisode de rétrogradation de même ampleur ;
- La séquence P3, d'âge miocène, mais moins précis, montre comme les deux précédentes, des clinoformes très peu marqués. La hauteur moyenne de ces clinoformes est de 210 ms et leur longueur apparente varie entre 1,35 et 1,50 km. Ce qui définit une morphologie de type "pente". Les géométries développées dans cette séquence sont essentiellement progradantes/aggradantes avec quelques prismes de régression forcée.

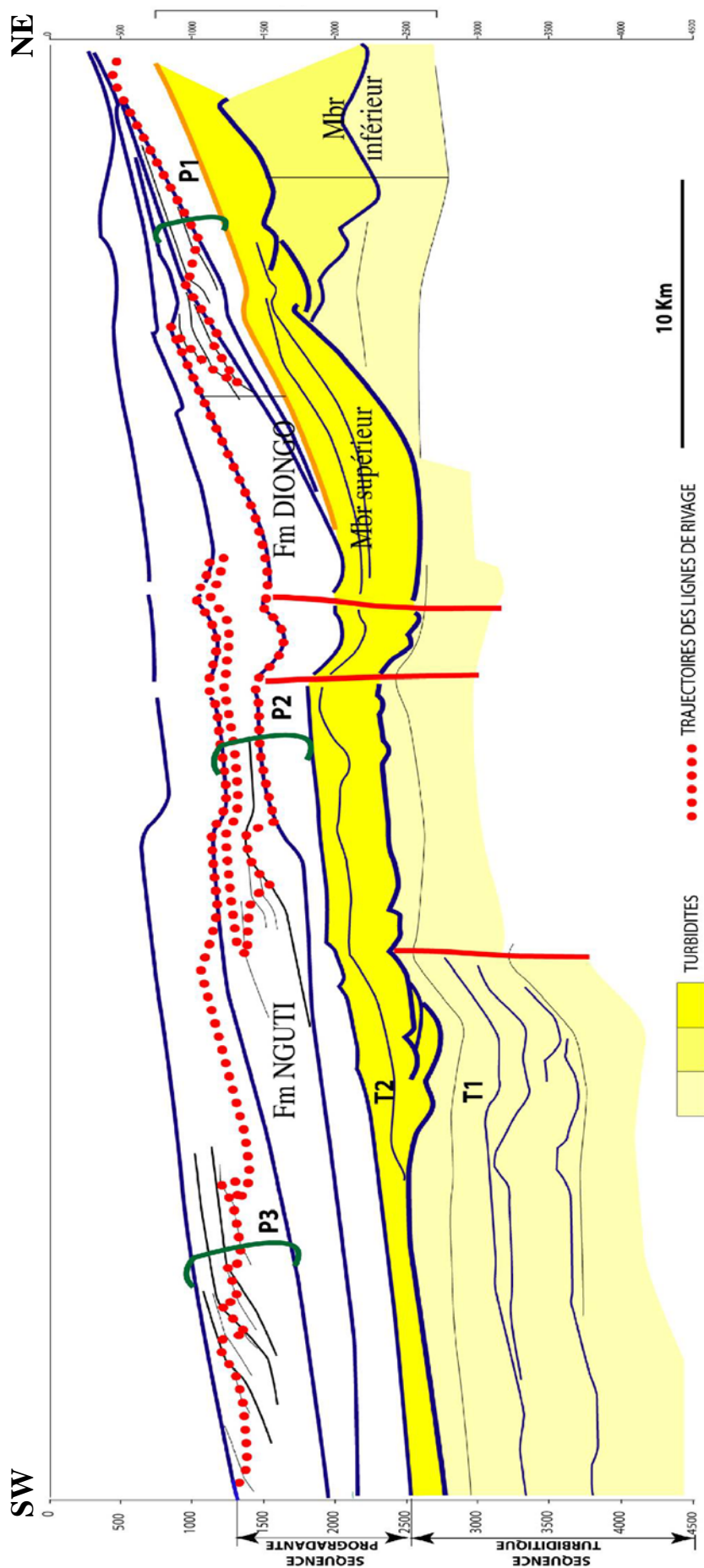


Figure 8.6- Découpage de la coupe en séquences en fonction de la migration du littoral. La séquence turbiditique (ordre 2) correspond à l'unité basale et comprend deux séquences d'ordre 3 (T1 et T2). La séquence progradante coïncide avec l'unité intermédiaire et se subdivise en trois séquences d'ordre 3 (P1, P2 et P3).

I.3.2- La séquence turbiditique

Elle s'organise en deux séquences d'ordre 3 : une séquence turbiditique 1 (T1) et une séquence turbiditique 2 (T2) (Fig. 8.6).

- La séquence T1 (miocène inférieur), profonde est constituée d'hémipélagites. Elle est caractérisée par des grandes troncatures d'érosion et de vastes chenaux fortement incisés. Elle est scellée à son toit par la grande discordance miocène inférieur terminal.
- La séquence T2 est mise en place au Miocène moyen. Les incisions y sont moins importantes que dans la séquence sous-jacente, sauf à son toit où elle est marquée en amont par une MFS majeure et en aval, par une grande surface de discontinuité d'âge miocène moyen terminal sous laquelle cette MFS vient biseauter en onlap.

I.4- Calendrier des événements

D'un point de vue chronologique, l'ordre de succession des événements importants dans le bassin de Rio del Rey suivant est proposé (Fig. 8.7) :

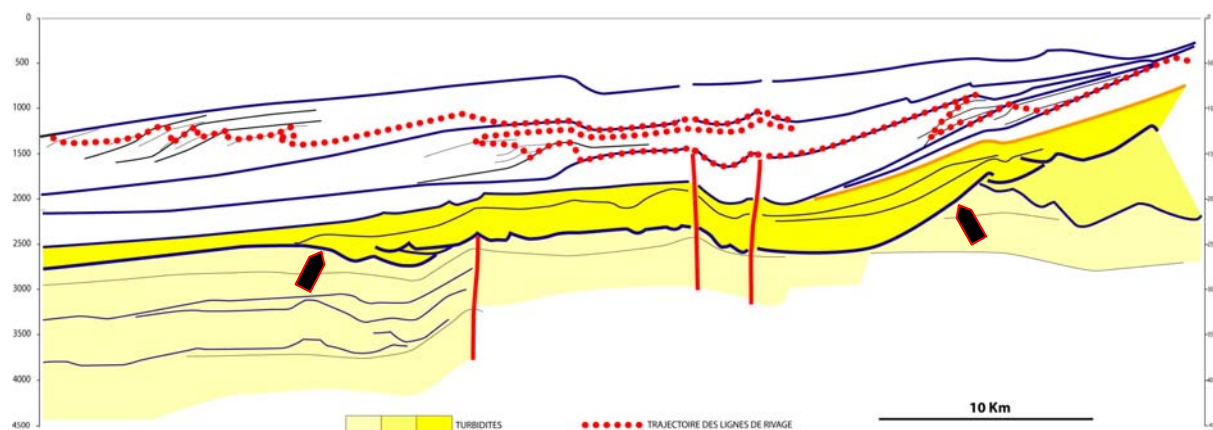
Miocène inférieur : base Membre supérieur de la Formation Isongo, base séquence turbiditique 2 et surface de non-conformité.

Miocène moyen : sommet Formation Isongo/base Formation Diongo, base séquence progradation 1 et MFS majeur.

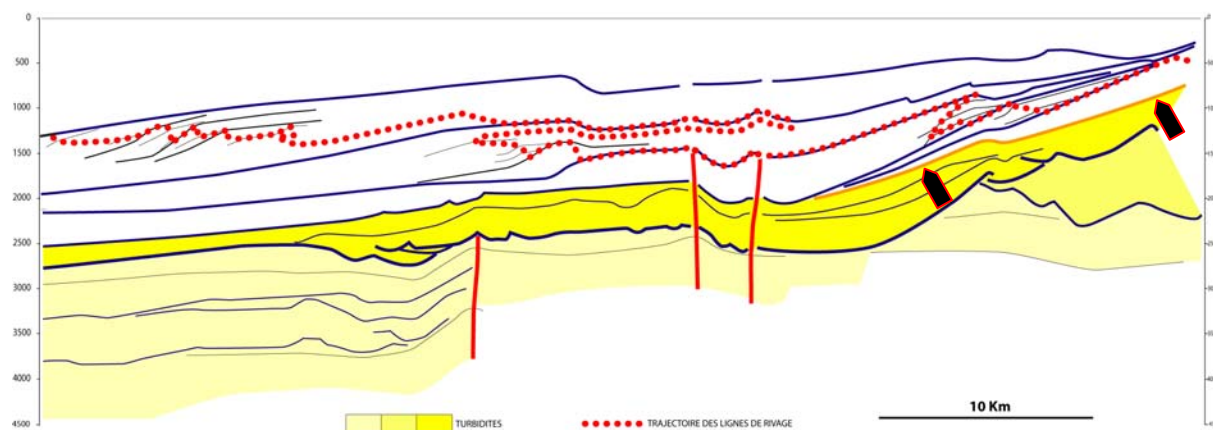
Miocène supérieur :

- Intra unité progradante – surface de non-conformité : séquence progradante 1
- Intra unité progradante – surface de non-conformité : séquence progradante 2
- Intra unité progradante – surface de non-conformité/base unité continentale : séquence progradante 3.

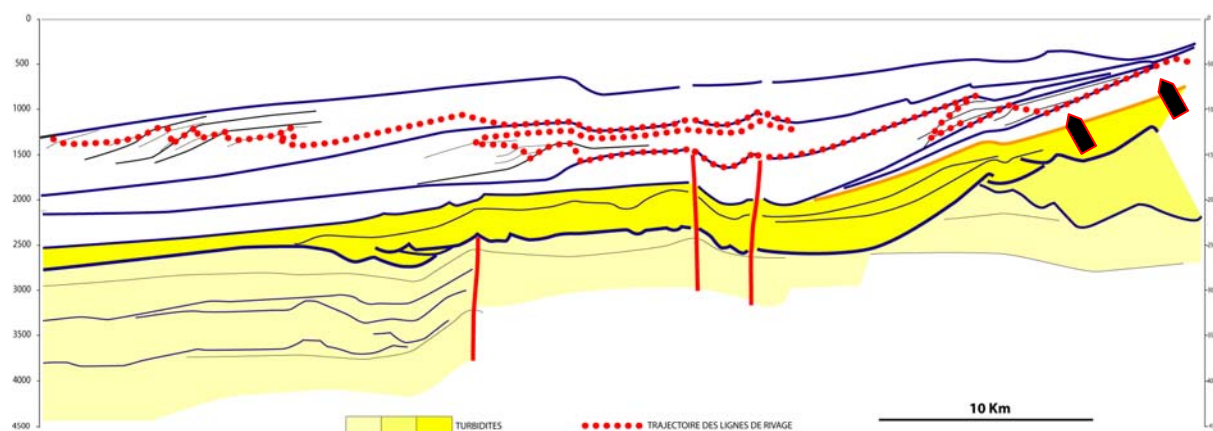
Miocène inférieur (terminal) : Incision turbiditique



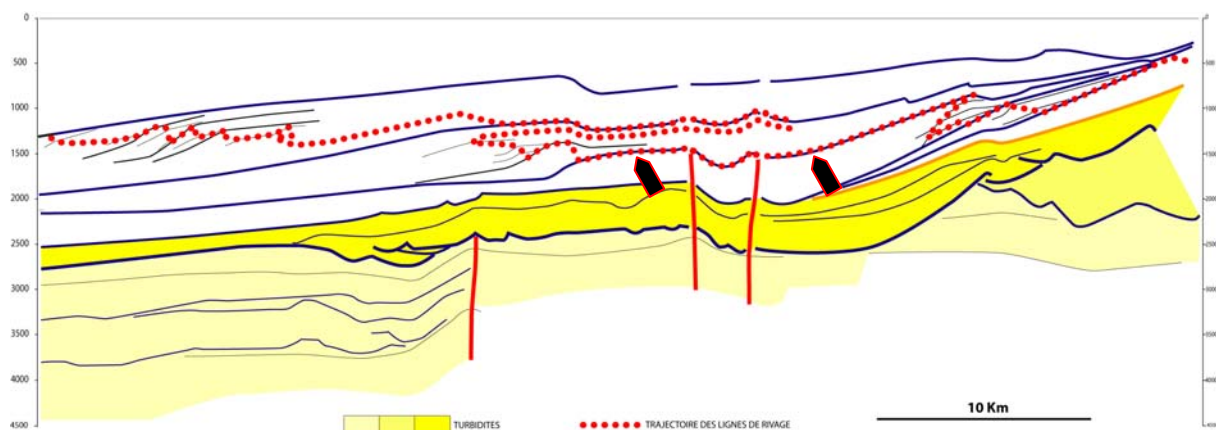
Miocène moyen : Inondation maximale majeure



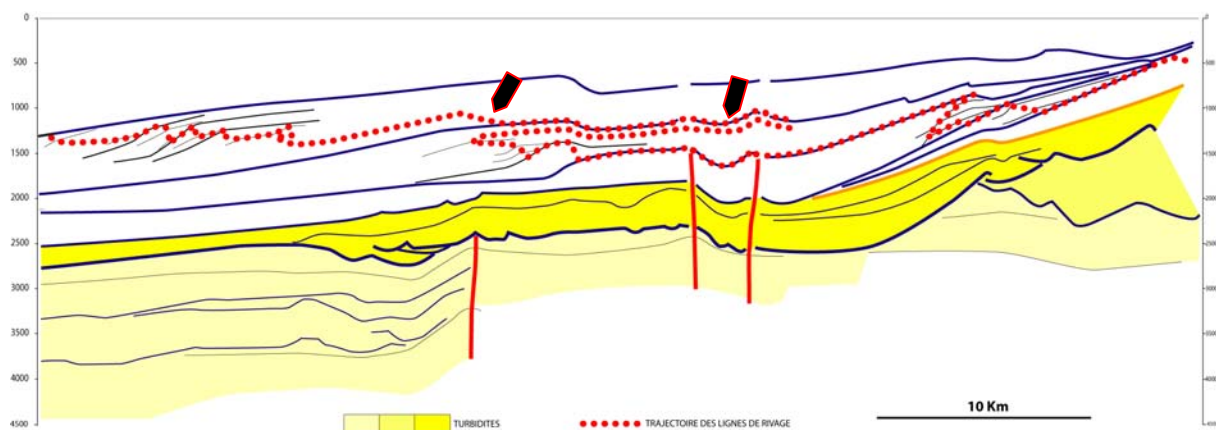
Miocène supérieur : Première baisse du niveau marin relatif



Intra Miocène supérieur : Deuxième baisse du niveau marin relatif



Intra Miocène supérieur : Inondation maximale



Intra Miocène supérieur : Progradation-aggradation

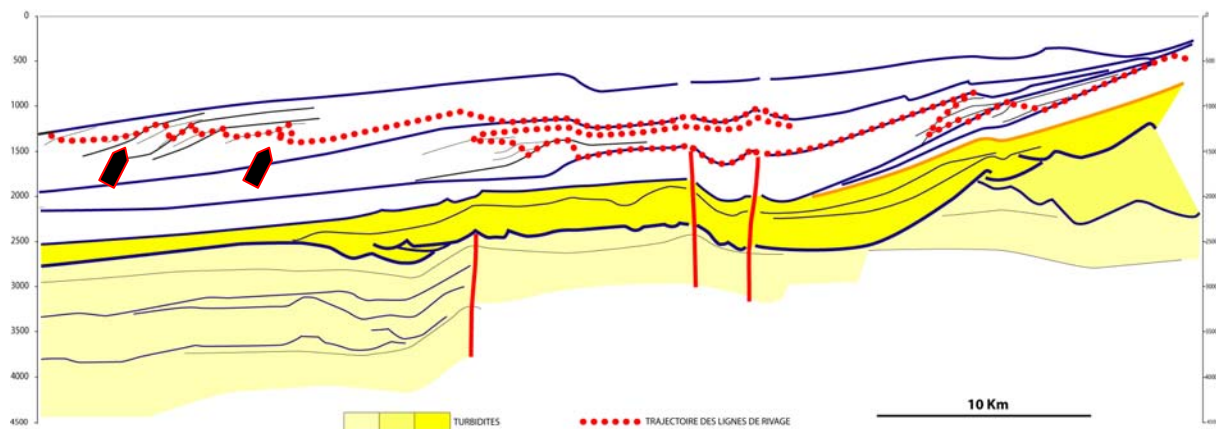


Figure 8.7- Chronologie des événements dans le bassin de Rio del Rey

II - INTERPRETATION

La marge camerounaise au niveau du bassin du Rio del Rey a accumulé une grande épaisseur de sédiments néogènes (Fig. 8.4). A quatre secondes de profondeur, la ligne régionale étudiée montre encore des faciès turbiditiques néogènes. Durant le Néogène, la tendance est à l'aggradation des systèmes turbiditiques (Miocène inférieur), puis à la progradation de la marge (Miocène moyen-Actuel).

Le deuxième fait marquant réside dans l'importance des **failles décrochantes** dans le contrôle de la sédimentation, qui s'exprime au moins jusqu'au Pliocène, même si l'essentiel des couloirs décrochants sont scellés par le Miocène terminal – Pliocène.

Miocène inférieur (Formation d'Isongo)

Le Miocène inférieur est caractérisé par le développement d'au moins deux systèmes turbiditiques à chenaux. La profondeur des chenaux augmente vers le NNE. Ceci induit une augmentation du taux d'amalgame des chenaux dans la même direction. Nos données ne permettent pas de reconstituer la géométrie de ces chenaux, et donc leur direction. Néanmoins (cf. infra), les deltas du Miocène inférieur s'écoulant vers l'WSW, une alimentation ENE est privilégiée.

Compte tenu de la proximité géographique de l'amont de la coupe avec la ligne volcanique du Cameroun, la question de l'existence de la ligne volcanique comme relief au Miocène inférieur se trouve posée. Si l'alimentation est bien le plateau camerounais, cela implique des deltas localisés à la verticale de la ligne du Cameroun, et donc maintenant érodés. Si l'alimentation est nigériane, fournie par les bordures de la Bénoué, où sont les dépôts latéraux ou distaux de ces chenaux ?

La deuxième question concerne la signification géodynamique du passage des systèmes turbiditiques de la Fm Isongo aux deltas de la Fm Diongo. Les deltas alimentant les chenaux turbiditiques n'ayant pas été identifiés (cf. supra), il est difficile de valider géométriquement une accélération de la progradation des deltas, et donc une surrection de la marge. Une telle surrection est néanmoins réaliste, les systèmes turbiditiques associés aux deltas du Miocène supérieur étant très différents de ceux du Miocène inférieur.

Les couloirs décrochants contrôlent localement la localisation des chenaux turbiditiques.

Miocène moyen (Formation de Diongo *p.p.*)

Le Miocène moyen marque le maximum d'inondation de l'intervalle étudié. Il correspond au haut eustatique qui s'échelonne du Burdigalien terminal au Serravallien inférieur (Haq *et al.*, 1987, recalibré en âge par Hardenbol *et al.*, 1998).

Miocène supérieur (Formation de Diongo *p.p.* – Formation de Nguti)

Le Miocène supérieur enregistre un basculement très marqué de la marge, d'abord très actif durant le dépôt de la fin de la séquence P1 et celle de P2, puis décroît durant P3. Ceci conduit à une forte diminution de l'accommodation, avec sa conséquence des surfaces de non-conformité bien marquées pour les séquences P1 et P2. Puis dans un deuxième temps, avec la diminution du basculement, l'accommodation réaugmente, comme le montre la tendance progradante-aggradante de la séquence P3.

L'étude de lignes sismiques orthogonales à celle présentée dans ce travail, montre des directions de progradation des deltas vers l'WSW.

Les couloirs décrochants contrôlent des plis syn-sédimentaires qui ne semblent pas avoir une grande incidence sur la localisation des deltas.

Les données disponibles n'ont pas permis de préciser l'évolution **plio-pléistocène** de la marge.

CONCLUSION

La principale limite de cette étude, entre la connaissance de la lithologie et la résolution de la biostratigraphique, est de reposer sur seulement deux coupes orthogonales, dont seule la coupe longitudinale est ici représentée.

Nous avons montré une succession nette entre deux grands systèmes sédimentaires : chenaux turbiditiques durant le Miocène inférieur et delta progradant pendant l'intervalle Miocène moyen – Actuel (Fig. 8.8). La marge présente une forte déformation décrochante avec un basculement net durant le Miocène supérieur.

Un des objectifs à court terme est de caractériser la géométrie des systèmes chenalissants de la Formation de l'Isongo.



CHAPITRE 9

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE DOUALA

CHAPITRE 9

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE DOUALA

Dans le bassin de Douala, l'analyse stratigraphique a été menée sur deux lignes régionales, dont seule la ligne longitudinale est interprétée dans ce chapitre. C'est une ligne de 187 km de long comprenant un assemblage de 5 lignes sismiques 2D : L1, L2, L3, L4 et L5 (Fig. 9.1). Elle est orientée globalement NE-SW et couvre aussi bien le domaine à terre que celui en mer. Deux puits, D et E, permettent de faire un calage temporel de ces lignes et de déterminer les milieux de dépôts ainsi que la variation spatiale de la lithologie. Cette étude s'appuie sur la méthode de stratigraphie séquentielle développée au chapitre 7. Les données biostratigraphiques disponibles sur les deux puits sont insuffisantes pour un calage temps à l'échelle du sous-étage. Nous avons dû à partir de l'analyse stratigraphique sismique, utiliser la charte de Haq *et al.* (1977), recalibrée par Hardenbol *et al.* (1998).

I- RESULTATS

I.1- Sismique

Le pointé stratigraphique réalisé à partir de la ligne régionale (Fig. 9.1) montre trois grandes unités : une unité basale aggradante en flexuration, une unité intermédiaire et une unité sommitale essentiellement progradante (Fig. 9.2).

- *L'unité basale aggradante en flexuration*

L'unité basale est la plus importante en termes d'épaisseur. Celle-ci varie entre 400 et 2000 ms au plus épais. Deux types de configurations géométriques passant l'une à l'autre ont été définies :

(1) En amont, une géométrie particulière en "flexure", recoupée par des grandes failles verticales décrochantes. La largeur apparente est d'environ 40 km pour une hauteur de 3000 ms mesurée au centre de la flexure.

(2) En aval, une géométrie aggradante caractérisée par des réflecteurs continus et une épaisseur moyenne de 2000 ms.

L'unité basale est scellée à son sommet par une discordance majeure.

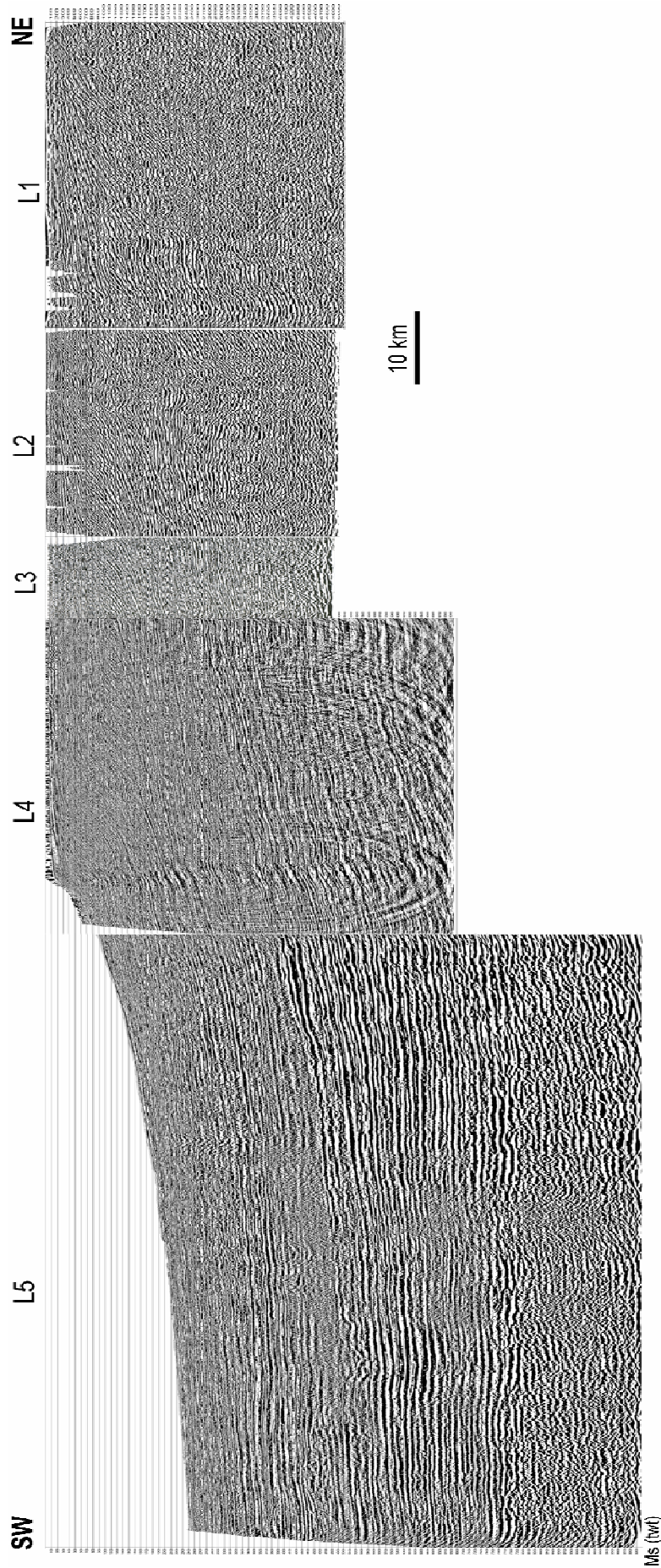


Figure 9.1- Ligne sismique régionale constituée d'un assemblage de cinq coupes 2D, servant de support à l'analyse stratigraphique du bassin de Douala (voir plan de position Fig. 7.1).

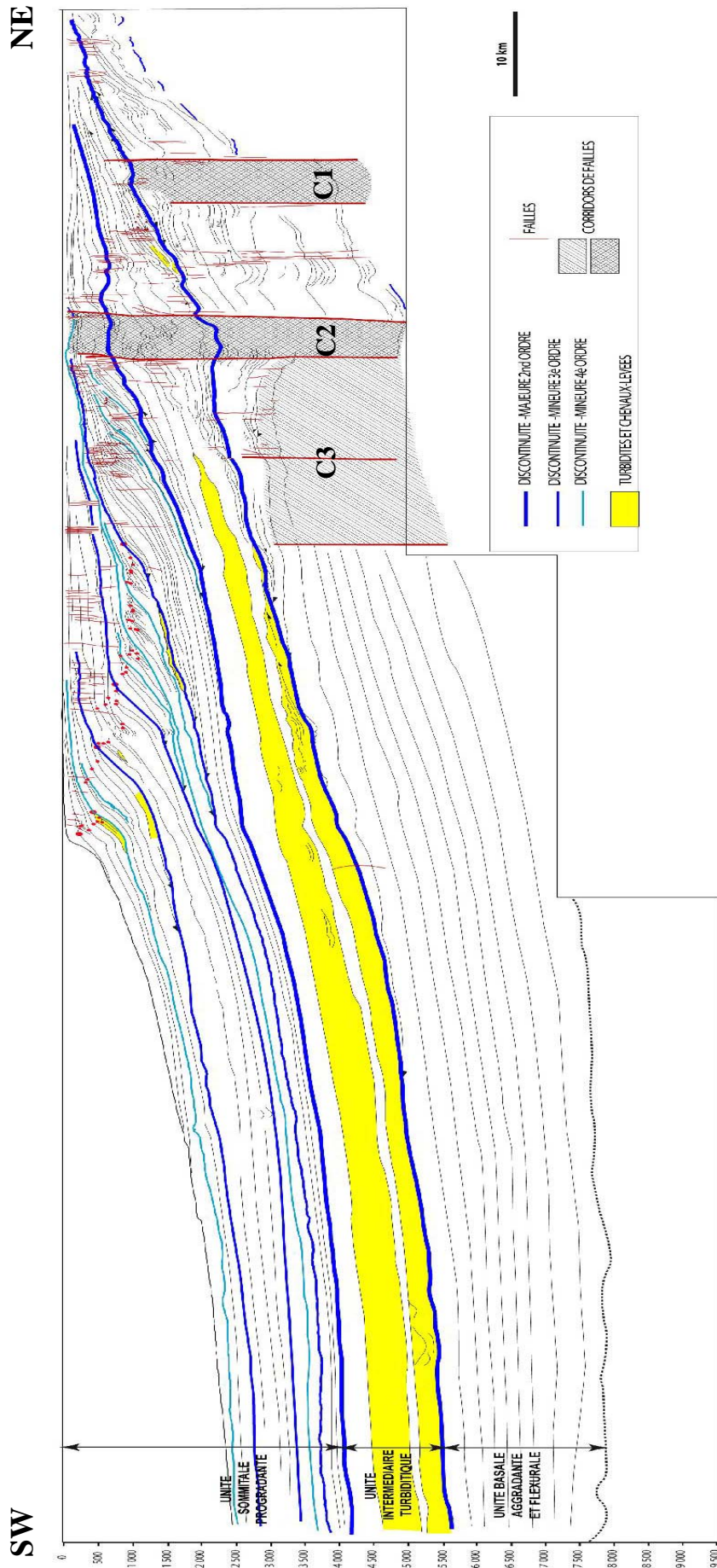


Figure 9.2- « Line drawing » obtenue à partir du pointé stratigraphique de la coupe sismique régionale de la figure 9.1. Elle montre à la base une unité aggradante et flexurale, dans la partie intermédiaire, des turbidites et au sommet, une unité progradante. Les failles sont subverticales et forment trois grands couloirs.

- *L'unité intermédiaire*

D'épaisseur plus modeste, l'unité intermédiaire montre en amont et à sa base, la présence de quelques chenaux, de taille apparente comprise entre 0,9 et 1,2 km et d'une hauteur variable entre 35 et 110 ms. Puis très vite, on passe aux premières tendances progradantes avec des clinoformes d'une hauteur moyenne de 250 ms et de largeur apparente de 0,6 km.

En aval, au-delà du pied des clinoformes, deux grands coins sédimentaires (hauteur apparente : 500 à 700 ms et largeur apparente environ 40 km) à chenaux à levées bien marquées (taille variable entre 1,5 et 3,2 km et hauteur comprise entre 100 et 150 ms). Cette unité est limitée à son toit par une grande surface d'érosion. Sous cette surface et au sein du deuxième couloir de failles, il apparaît un phénomène d'inversion caractérisé par le passage des réflecteurs concaves (chenaux) aux réflecteurs convexes à horizontaux.

- *L'unité supérieure progradante*

Cette unité est caractérisée par des formes sigmoïdales à clinoformes bien marqués, dont la hauteur varie entre 350 et 570 ms. Son épaisseur est forte vers l'aval (entre 1500 et 2000 ms) alors qu'en amont, elle se réduit à 100 ms environ.

Sur le plan tectonique, la coupe sismique montre deux types de structures : la flexure déjà décrite précédemment et des failles isolées ou en réseaux (couloirs de failles) (Fig. 9.2).

- *La structure de type "flexure"*

Elle présente la géométrie d'une synforme régionale (Fig. 9.3). Sa largeur apparente peut atteindre 40 km et pour une hauteur qui oscille entre 1000 et 3000 ms. De nombreux chenaux de largeur apparente comprise entre 2,2 et 3,5 km et de hauteur variable entre 71 et 178 ms apparaissent à l'intérieur de la grande flexure. Cette flexure est recoupée par des grands réseaux de failles. Elle est scellée à son sommet par la première grande surface de discontinuité.

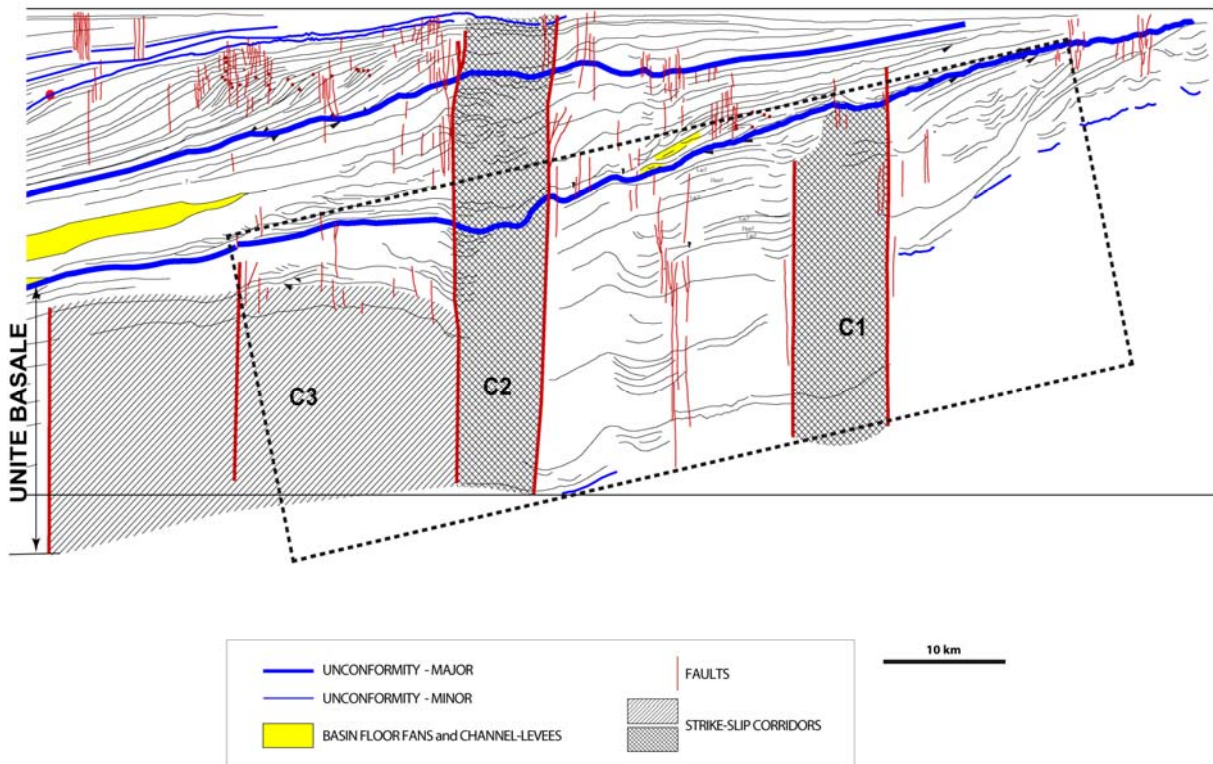


Figure 9.3- Partie amont de la « line drawing » montrant le développement de trois corridors de failles (C1, C2 et C3) et la géométrie de type « flexure » (rectangle en pointillé) caractérisant l'unité basale. Cette structure est scellée par la première surface de discordance.

- Les failles

Les failles observées sur la coupe sont des failles subverticales formant par endroits des « structures en fleurs ». Ce qui traduit une déformation décrochante. Ces failles sont regroupées en faisceaux. Trois grands couloirs de failles localisés essentiellement dans la partie amont, ont été identifiés (Fig. 9.2).

En amont, le premier couloir de failles, C1, a une largeur apparente de 3,5 km et affecte la grande structure flexurale de l'unité basale. Les réflecteurs sont très discontinus et parfois anastomosés à l'intérieur du couloir. Ce premier couloir est scellé à son sommet par la première grande surface d'érosion.

Le deuxième couloir de failles, C2, affecte l'ensemble des trois unités. D'une largeur apparente de 3,1 km, ce couloir présente les mêmes caractéristiques que le premier. Mais en plus, à partir de l'unité intermédiaire, les réflecteurs identifiables, sont caractérisés par le phénomène d'inversion décrit plus haut.

En aval, le troisième couloir de failles, C3, est plus important en termes d'extension car, sa largeur apparente est d'au moins 6,5 km. Ce couloir n'affecte que l'unité basale.

L'unité supérieure progradante est aussi marquée par une série d'autres failles de faible extension verticale (entre 100 et 700 ms), isolées, dont certaines sont légèrement pentées. Localisées en amont des clinoformes, ces failles marquent sans doute les premiers stades d'une tectonique gravitaire.

I.2 – Puits

Les puits D et E étudiés, nous permettent de discuter la lithologie des sédiments, leur environnement de dépôt et leur âge.

I.2.1- Lithologie et lithostratigraphie

Elles ont été établies grâce aux rapports de fin de sondage des puits D et E, mais également de trois autres puits environnants. Cinq formations peuvent être reconnues : les Formations Logbaba, N'kapa, Souellaba, Matanda et Wouri (Fig. 9.4). La Formation Mundeck marquant le début de la sédimentation mésozoïque dans le bassin de Douala, n'a pu être identifiée avec certitude. Ces données sont en accord avec la coupe régionale publiée par Manga (2008).

- *L'unité basale aggradante*

C'est un ensemble essentiellement argileux aux puits D et E. Mais on peut noter la présence quelques bancs métriques de grès et de silts. Elle correspond à la Formation de Logbaba.

- *L'unité intermédiaire*

Elle correspond à la Formation de N'kapa qui comprend deux membres :

- un membre inférieur nommé Membre de Bolondo, constitué d'argiles. Son épaisseur varie entre 300 et 500 ms ;
- un membre supérieur, le Membre de Dizangué, argileux avec cependant quelques fines laminations de grès à sa base. Il est plus épais en aval (1000 ms) et s'amincit progressivement vers l'amont où il tend à se biseauter sous la grande discontinuité qui constitue la limite supérieure de la formation.

- *L'unité supérieure progradante*

Cette unité présente de la base au sommet :

- la Formation de Souellaba, argileuse et progradante, présente une faible épaisseur (400 à 600 ms).
- la Formation de Matanda, essentiellement argileuse, avec cependant quelques niveaux métriques de grès et de silstones et une passée de dolomie. C'est la plus épaisse de l'unité (environ 1000 ms au plus profond), elle est caractérisée par des horizons progradants.
- la Formation du Wouri, faite de sables très riches en éléments volcaniques, est continentale. Son épaisseur est inférieure à 500 ms.

I.2.2- Milieux de sédimentation

Trois types d'environnements de dépôts ont été définis à partir de l'étude des données paléoécologiques (analyses des rapports planctoniques/benthiques/arénacés) confortée par les faciès diagraphiques : le domaine marin très profond (zone abyssale), le domaine marin profond (zone bathyale) et le domaine marin de plateforme (zone néritique).

- le domaine marin très profond

Le domaine marin très profond est uniquement décrit dans le puits E, où il est localisé à partir de 3063 m. Il est constitué de la partie supérieure de la Formation de Logbaba, de la Formation de N'kapa et de la base de la Formation de Souellaba. Très pauvre en faune, ce milieu est caractérisé par des argiles compactes présentant à leur sommet quelques bancs de grès et de silts. En système bathyal à abyssal, seules les turbidites peuvent expliquer les chenaux, ce qui confirme la présence des chenaux à levées marquées dans la Formation de N'kapa.

- le domaine marin profond (zone bathyale)

Dans le puits D, le domaine marin profond est identifié à deux niveaux : (1) entre 381 et 850 m, où il correspond à la partie inférieure de la Formation de N'kapa ; (2) entre 548 et 3063 m où deux formations se chevauchent avec à la base, la Formation de Souellaba et au sommet, celle de Matanda. Le domaine marin montre une très grande richesse en foraminifères, échinodermes et planctons. Les signatures diagraphiques montrent une organisation argilo-décroissante en profondeur.

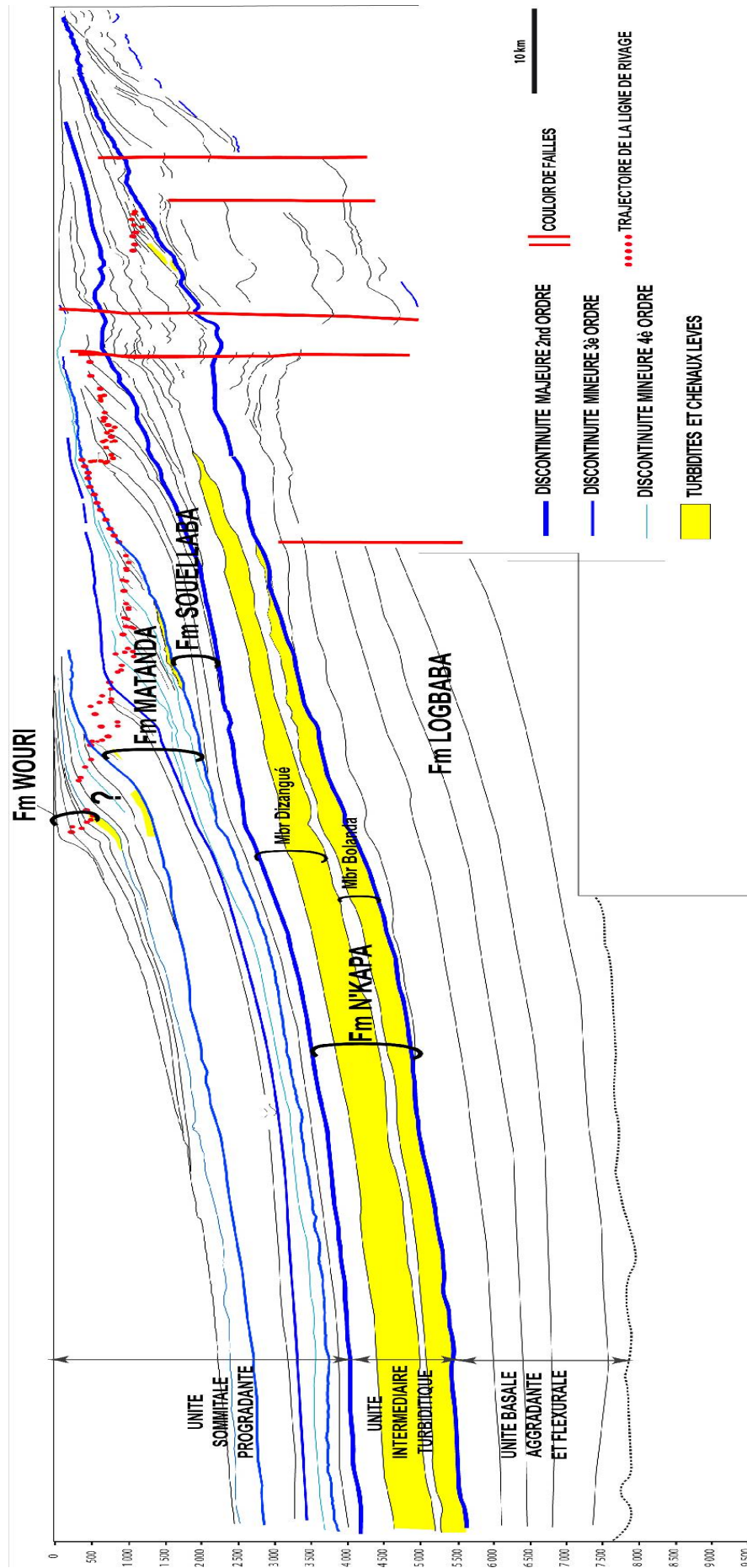


Figure 9.4- Lithostratigraphie du bassin de Douala. Les principales formations sont la Logbaba, la N'Kapa, la Souellaba, la Matanda et le Wouri. Il n'a pas été possible de déterminer à quelle formation correspond l'intervalle situé entre la Formation de Matanda et celle du Wouri.

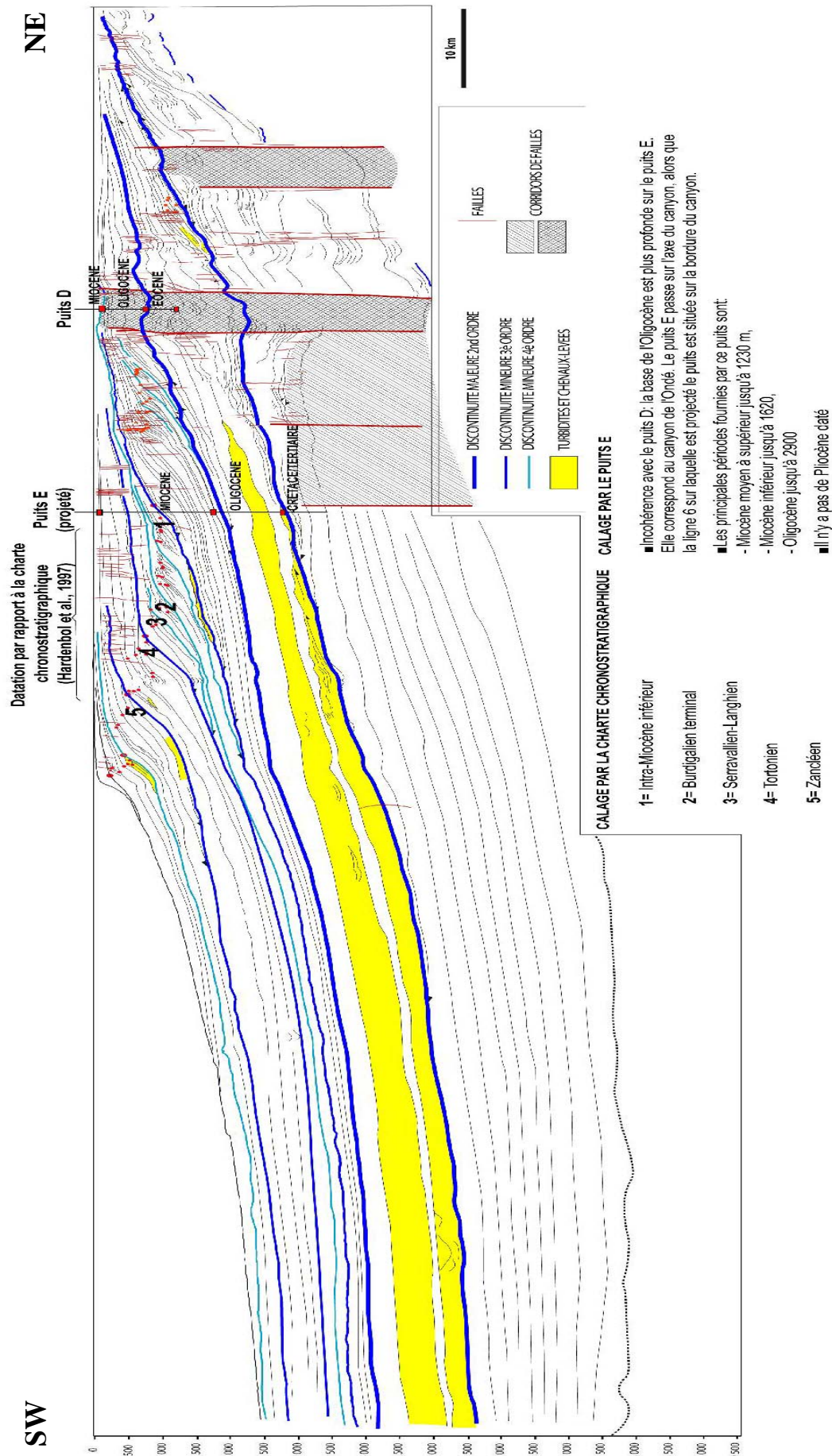


Figure 9.5- Calage biostratigraphique de la coupe régionale à partir des puits D et E. Les principales tranches d'âges sur lesquelles a été calée la sismique sont du Miocène.

- le domaine marin de plateforme (zone néritique)

Il correspond à la transition entre les domaines continentaux et marins. Ce domaine est très riche en foraminifères et planctons. Il est identifié à deux niveaux du puits D :

- entre 81 et 381 m, ce sont les Formations de Matanda (partie supérieure) et du Wouri qui sont représentées. Les signatures diagaphiques montrent une tendance sablo-décroissante marquée par des formes en cloche.
- entre 850 et 1183 m, il apparaît la base de la Formation de N'kapa. Les diagaphies montrent une tendance essentiellement argileuse.

I.2.3- Biostratigraphie

Un seul puits est localisé sur la ligne sismique, le **puits D** (Fig. 9.5). Nous n'avons pu accéder aux données sources, seules les attributions chronostratigraphiques sont disponibles : Eocène (base du puits 1183 m à 610 m), Oligocène (610 m – 98 m) et Miocène (98 m au sommet).

En mer, seul le **puits E** permet de caler la partie distale de la coupe, sans être localisé sur la ligne. Du fait de sa position plus axiale dans le canyon de l'Ondé (Manga, 2008), ce puits atteint la surface érosive du sommet Eocène à une plus grande profondeur que sur la ligne sismique. Ce puits n'a permis de caler avec certitude que la limite Crétacé – Tertiaire, située à 3282 m de profondeur. Le Maastrichtien renferme les foraminifères *Rzehakina epigona*, *Bolivinopsis clotho*, *Glomospira charoides corona*, *Glomospira gordialis*, *Haplophragmoides coronata*. Le Paléocène est caractérisé par les foraminifères benthiques *Eponides pseudoelevatus*, *Bolivinopsis cloth*, *Praeglobulimina sp.* et *Bathysiphon spp.*

Le puits E a caractérisé l'Oligocène, le Miocène inférieur et le Miocène moyen-supérieur. Au dessus du Miocène moyen-supérieur, de 88 m à 518 m de profondeur, les sédiments sont azoïques. De 60 m à 88 m, le puits contient *Ammonia beccarii*, *Elphidium spp.*, *Hanzawaia, sp.* et *Quinqueloculina spp.*, ce qui indique un âge post-Miocène.

I.3- Découpage des séquences

Deux ordres séquences de dépôts ont été mis en évidence: les séquences de quelques dizaines de millions d'années (ordres 2) et les séquences de quelques millions d'années à la dizaine de millions d'années (ordre 3) (Fig. 9.6).

Trois séquences d'ordre 2 ont été définies, délimitées par des surfaces érosives, elles correspondent aux trois unités définies précédemment.

I.3.1- La séquence aggradante : Crétacé supérieur (Formation de Logbaba)

Aucun puits ne traverse cet ensemble. Les coupes synthétiques de Manga (2008) indiquent qu'il s'agit de la Formation de Logbaba, soit le Crétacé supérieur. Le Crétacé inférieur (Formation de Mundeck) est difficile à identifier.

Le caractère aggradant continu et l'absence des surfaces érosives marquées, continues ou/et de discordances ne permet pas d'identifier des séquences d'ordre 3.

I.3.2- La séquence intermédiaire : Paléocène-Eocène (Formation de N'kapa)

Les coupes synthétiques de Manga (2008) et les puits D et E indiquent que cette séquence correspond à la Formation de N'kapa, soit Paléocène-Eocène. Les coins turbiditiques situés en aval des pieds des clinoformes représentent vraisemblablement des cônes turbiditiques de plaines sous-marines ("basin floor fan"), évoluant vers des chenaux et levées ("channel levees").

Ces systèmes marquent donc des chutes du niveau marin relatif de plus faible durée que les séquences de deuxième ordre. Elles enregistrent probablement deux séquences d'ordre 3.

I.3.3- La séquence supérieure progradante : Oligocène-Actuel

Elle est limitée à sa base par la grande discordance de la base Oligocène. En analysant la migration du littoral au cours du temps, cette séquence a été subdivisée en quatre cycles d'ordre 3 nommés: S1, S2, S3 et S4 (Fig. 9.6).

- La **séquence S1**, datée de l'Oligocène (en partie), est limitée à la base par la grande discordance de la base de l'Oligocène. Cette séquence se caractérise par des clinoformes assez marqués (rapport L/H, faible : $L = 3,8 \text{ km}$; $H = 360 \text{ ms}$), caractéristique par leur hauteur d'une pente de front de delta. La migration des « offlaps breaks » permet de caractériser (1) une phase de progradation, suivie (2) d'une tendance progradante-aggradante, de plus en plus aggradante, s'achevant par (3) une période progradante. La surface d'inondation maximale se situe à la fin de la tendance aggradante.
- La **séquence S2**, d'âge miocène (en partie), surmonte une surface de non-conformité (« unconformity ») bien marquée, qui traduit une chute importante du niveau marin relatif. Les clinoformes (rapport L/H, fort : $L = 7,4 \text{ km}$; $H = 460 \text{ ms}$) ont plutôt une

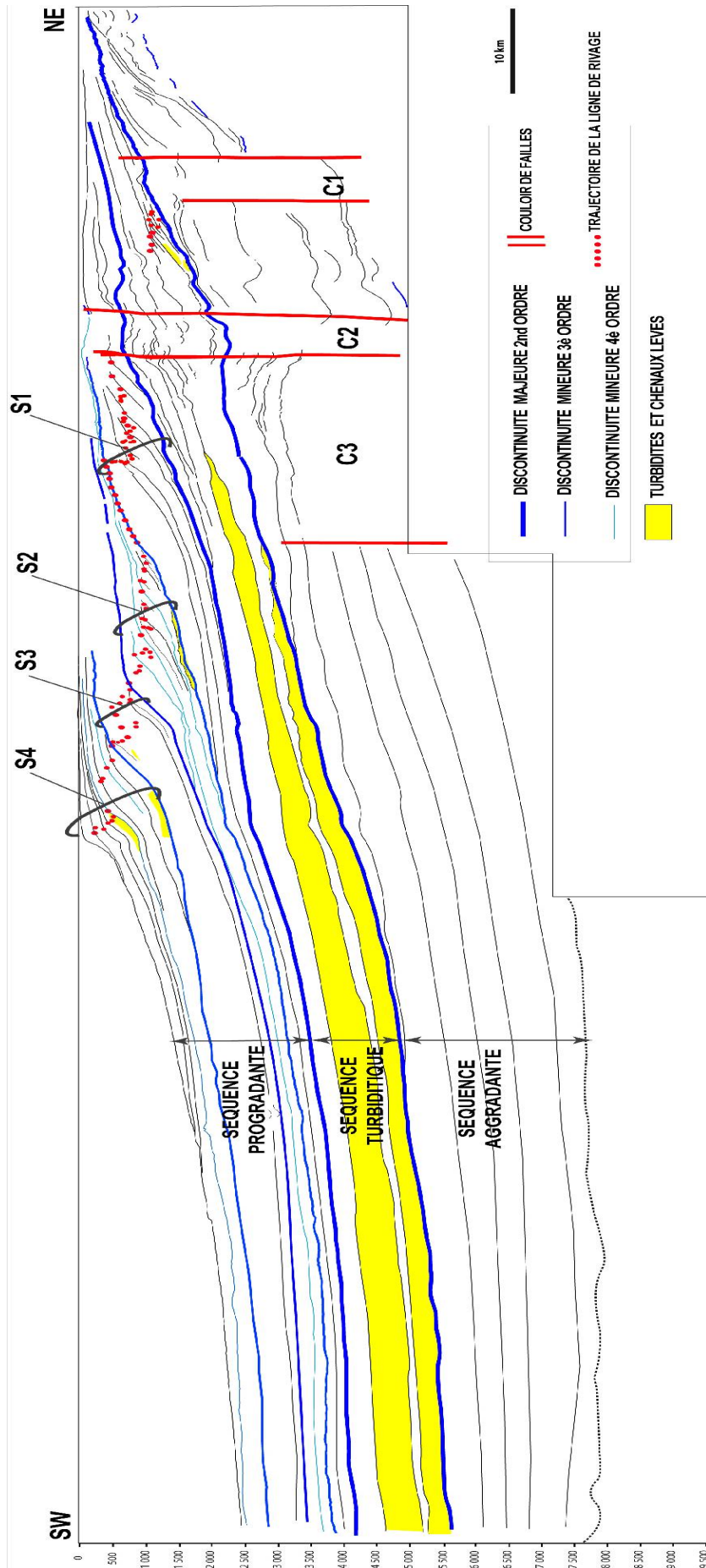


Figure 9.6- Découpage de la coupe en séquences en fonction de la migration du littoral. Trois séquences d'ordre 2 ont été identifiées. A la base, une séquence aggradante qui correspond à l'unité basale ; au centre, une séquence turbiditique et dans la partie sommitale, une séquence progradante, comprenant quatre séquences d'ordre 3 notées : S1, S2, S3 et S4.

géométrie de type rampe. La tendance générale est progradante, mais il existe des périodes de rétrogradation ou de régression forcée souvent très éphémères. Cette séquence est dominée par la phase de progradation, qui comporte des séquences de durée inférieure à S2, puisque quatre prismes de régression forcée délimités par des périodes plus aggradantes caractérisent cette progradation. Cette séquence s'achève sur une tendance aggradante qui contient la surface d'inondation maximale. La base de la séquence comporte un coin turbiditique en « onlap », préservé au pieds des clinoformes (« basin floor fan » de petite taille).

- La **séquence S3**, d'âge miocène (en partie), surmonte une surface de non-conformité peu marquée. Les clinoformes sont similaires à ceux de la séquence S1. La tendance générale est progradante-aggradante. Trois ordres de séquences de durée inférieure à S3 ont été identifiés.
- La **séquence S4**, d'âge fini- à post-miocène, se caractérise, comme la première et la troisième, par des clinoformes bien marqués. Leur hauteur moyenne est de 390 ms contre 5,6 km de longueur apparente moyenne. La séquence est globalement progradante-aggradante. Au moins trois séquences de durée inférieure à S4 peuvent être identifiées.

I.3.4. Retour sur l'âge des dépôts : corrélation avec la charte de Haq *et al.* (1987), recalibrée par Hardenbol *et al.* (1998)

Les ages obtenus à partir des puits ne permettent pas de dater avec certitude les séquences de troisième ordre, et notamment les 4 séquences de l'intervalle Oligocène – Actuel. Nous avons essayé d'utiliser les variations eustatiques, et notamment les grandes inondations marines et baisses du niveau de la mer, dont la chronologie est bien connue pour le Néogène (Haq *et al.*, 1987, recalibré en âge par Hardenbol *et al.*, 1998), même si leur amplitude fait débats (Fig. 9.5). Le calendrier est le suivant :

- Limite Eocène-Oligocène : Chute de faible amplitude du niveau de la mer ;
- Base Oligocène inférieur : Haut niveau marin, le plus important de l'intervalle Oligocène-Actuel ;
- Limite Oligocène inférieur (Rupélien)-supérieur (Chattien) : Chute majeure du niveau marin ;
- Oligocène supérieur : Bas niveau marin ;
- Base Miocène inférieur (Aquitaniens) : Haut niveau marin ;
- Intra Miocène inférieur (limite Aquitaniens-Burdigaliens) : Baisse du niveau marin ;
- Fin Miocène inférieur-Miocène moyen : Haut niveau marin (plus important que l'Aquitaniens) avec trois maxima (sommet Burdigalien, Langhien et base Serravallien),

le moins important étant le sommet Burdigalien ;

- Limite Miocène moyen-supérieur : Chute majeure du niveau de la mer, annoncée par deux chutes mineures dès le Serravallien ;
- Miocène supérieur : Bas niveau marin (plus important que le Chattien) ;
- Fin Miocène supérieur (Messinien) : Chute mineure du niveau marin ;
- Base Pliocène (Zancléen) : Haut niveau marin ;
- Fin Pliocène inférieur (Zancléen) : Chute du niveau de la mer.

Les données de puits indiquent que la séquence S1 contient de l'Oligocène et que S2 et S3 sont en partie miocène.

- La tendance progradante de **S1** avec une tendance à la progradation forcée de plus en plus marquée pourrait traduire l'Oligocène (tendance à la baisse du niveau de la mer) et l'inondation maximale du sommet de S1 pourrait correspondre au haut eustatique de la base de l'Aquitaniien.
- La base de la séquence **S2** pourrait correspondre à la chute de la base du Burdigalien, tandis que son inondation maximale pourrait être le haut niveau eustatique de la fin du Miocène inférieur – base du Miocène moyen.
- La base de la séquence **S3** pourrait enregistrer la chute de la base du Miocène supérieur.
- La base de la séquence **S4** pourrait correspondre à la chute du Messinien (Miocène terminal), et la première inondation maximale au haut eustatique du Pliocène basal (Zancléen).

I.4 – Calendrier des évènements

D'un point de vue chronologique, les principales discontinuités sont :

(1) la limite Crétacé – Tertiaire (Formation de Logbaba – Formation de N'Kapa), surface d'érosion majeure, qui scelle une première période de flexuration et de décrochement de la marge ;

(2) la base Oligocène (base de la Formation de Souellaba) qui marque le début de la progradation généralisée de la marge.

Des discontinuités de moindre amplitude ont été identifiées :

(1) intra Eocène inférieur (base du Membre Dizangué), qui traduit une chute du niveau marin relatif ;

(2) intra Miocène inférieur (base de la Formation de Matanda), qui traduit également une chute du niveau marin relatif.

II - INTERPRETATION

La coupe de la marge camerounaise au niveau du bassin de Douala (Figs 9.2 & 9.6) montre une grande **tendance à la progradation** qui débute dans le Crétacé supérieur. L'image sismique n'a pas permis de reconstituer les premiers stades de l'évolution du bassin. Les données de la bibliographie (Regnault, 1986 ; Nguene *et al.*, 1992 ; Manga, 2008 ; Ntamak-Nida *et al.* 2008, 2010) suggèrent qu'il s'agit d'un grand cycle rétrogradant-progradant débutant dans l'Aptien, avec un maximum d'inondation dans le Turono-Coniacien.

Le deuxième fait marquant réside dans l'importance des **failles décrochantes** dans le contrôle de la sédimentation, qui s'exprime au moins jusqu'à l'Oligocène.

Crétacé supérieur (Formation de Logbaba)

L'absence de calages biostratigraphiques et environnementaux ne permet de discuter la nature des corps progradants et des possibles cortèges de bas niveau identifiés sur l'amont des lignes sismiques. Les données de Manga (2008) montrent une tendance globale à la progradation jusqu'au Maastrichtien, avec une inondation marine à la base du Campanien et deux augmentations du volume de sable (possibles « downward shift » ou accélération de la vitesse de progradation au Coniacien supérieur et à la base Maastrichtien.

Une grande flexure, d'une cinquantaine de kilomètres de large, se développe en amont des corps progradants. Cette flexure est contrôlée en partie par deux couloirs décrochants. La chronologie de ces couloirs par rapport à la sédimentation n'est pas facile à établir. Ils semblent en partie syn-sédimentaires, mais un rejeu important à la fin du Crétacé supérieur n'est pas à exclure.

Limite Cretacé-Paleocène

Cette limite est une surface d'érosion majeure, qui (1) marque l'arrêt de la flexuration crétacée et (2) scelle l'essentiel des failles décrochantes affectant le Crétacé supérieur. Elle est donc en partie d'origine tectonique.

Paléocène-Eocène (Formation de N'kapa)

Cet intervalle est globalement progradant, perturbé par un maximum d'inondation de troisième ordre (sommet du Membre Bolondo) d'âge éocène inférieur probable. En l'absence

de déformations significatives de courte à moyenne longueur d'onde associées, la première surface de non-conformité associée à des dépôts turbiditiques (Membre Bolondo) pourrait correspondre aux chutes eustatiques du sommet du Sélandien et/ou du Thanétien, la surface d'inondation maximale au haut eustatique de l'Yprésien, et la deuxième surface de non-conformité associée à des dépôts turbiditiques (Membre Dizangué) pourrait correspondre à la chute eustatique de la limite Lutétien/Yprésien.

Le front des deltas de la Formation de N'kapa présente des évidences de glissements et de tectonique gravitaire. Le dernier couloir décrochant actif durant le dépôt de la Fm N'kapa est inversé postérieurement aux dépôts éocènes.

Base Oligocène (base Formation de Souellaba)

La base de l'Oligocène est caractérisée par une surface d'érosion majeure, qui correspond au creusement du canyon de l'Ondé (Regnault, 1986 ; Manga, 2008).

Oligocène-Aquitaniien (Formation de Souellaba)

La séquence oligocène (S1) présente des sommets de prismes progradants (undaformes) inclinés. Ceci traduit soit une alimentation par des cônes alluviaux, soit un basculement postérieur au dépôt. Les données lithologiques du puits D (argiles dominantes) ne sont pas compatibles avec un cône alluvial, ce qui suggère un basculement postérieur de la marge. En restaurant à l'horizontale la surface d'inondation maximale de la fin de S1, la progradation débutant la séquence oligocène montre d'abord une tendance progradante-aggradante, puis une progradation forcée. La progradation forcée correspond à une migration vers le bas du littoral sur une épaisseur de l'ordre de 0,1s, soit une chute du niveau marin relatif de l'ordre de grandeur de la centaine de mètres (vitesse moyenne 2000 m/s). Elle pourrait enregistrer la chute majeure du niveau de la mer de la limite Oligocène inférieur – Oligocène supérieur.

Le couloir décrochant inversé postérieurement à l'Eocène est encore actif durant cet intervalle de temps.

Burdigalien –Tortonien (Formation de Matanda)

La base de la séquence Burdigalien-Serravallien (S2) correspondant à une chute majeure du niveau marin relatif, se poursuit durant tout le Burdigalien (progradation forcée). Cette chute, plus importante que celle intra-Oligocène, ne peut pas être seulement eustatique, un forçage tectonique doit être considéré : le Burdigalien enregistrerait une surrection de la

marge. Ceci est conforté par une inclinaison moindre des sommets de prismes progradants (undaformes) de S2 par rapport à S1, ce qui traduit un basculement de la marge.

Le Tortonien marque une tendance à l'aggradation plus marquée qui pourrait traduire une reprise de la subsidence régionale de la marge.

Messinien-Actuel (Formation Wouri ?)

La première inondation maximale (Zancléen), d'origine vraisemblablement eustatique, ennoie l'essentiel de la marge. Elle semble tronquer les sédiments du Miocène moyen et supérieur. Ceci traduit une deuxième (et dernière) période de basculement de la marge qui s'effectuerait à la fin du Miocène.

En conclusion, la marge camerounaise connaît plusieurs périodes de déformations.

- Durant le Crétacé supérieur, une flexure articulée sur des grands couloirs décrochants, piège une partie des sédiments. Ce processus, après une dernière manifestation paroxysmale, prend fin à la limite Crétacé-Paléocène.
- Le Paléocène-Eocène est contrôlé par la subsidence régionale de la marge, à l'exception d'un couloir décrochant.
- Le Néogène marque un basculement de la marge, avec surrection en amont, en deux temps : fin Miocène inférieur (Burdigalien – paroxysme) et fin Miocène.

La marge semble enregistrer les événements eustatiques majeurs du Cénozoïque. La cause du creusement du canyon d'Ondé ne peut être déterminée à partir des seules données étudiées.

CONCLUSION

Encore une fois, les principales limites de cette étude sont (1) la résolution biostratigraphique qui oblige d'utiliser la charte des variations eustatiques pour une meilleure calibration temporelle et (2) l'étude de seulement deux coupes orthogonales, dont seule la coupe longitudinale est ici présentée.

A court terme, il faudrait préciser :

- la géométrie 3D de la flexure amont du Crétacé supérieur ;
- les géométries sédimentaires associées avec les possibles "downward-shifts" du Crétacé supérieur ;
- la géométrie des deltas paléocènes-éocènes de la Formation de N'kapa et leurs relations avec les affleurements ;
- la chronologie et la géométrie de l'inversion affectant les sédiments éocènes ;

- la déformation associée à la discontinuité de la base de l'Oligocène et l'ampleur de son érosion ;
- la géométrie du prisme plio-pléistocène et les effets du changement climatique à la limite Pléistocène inférieur-moyen.

CHAPITRE 10

GEOMORPHOLOGIE DE LA MARGE CAMEROUNAISE

CHAPITRE 10

GEOMORPHOLOGIE DE LA MARGE CAMEROUNAISE

Le relief du continent africain est caractérisé par de grandes surfaces d'aplanissement (King, 1962). Ces surfaces planes, érosives et emboîtées sont l'expression du bilan entre le déplacement tectonique vertical et le climat. L'étude de telles surfaces au Cameroun et dans les pays voisins permettrait de contraindre, en étudiant leur emboîtement, la surrection de la marge camerounaise. Par ailleurs, au travers de l'analyse stratigraphique faite dans le bassin de Rio del Rey (Chapitres 8), nous avons montré que telles surrections existent dans les bassins côtiers camerounais. Celles-ci doivent s'étendre à terre. Ainsi, l'intérêt de ce chapitre est triple:

- *Cartographier les surfaces d'aplanissement au Cameroun et pays voisins,*
- *Etablir un rapport entre la surrection des bassins côtiers et les épisodes d'aplanissement des surfaces continentales dans la marge camerounaise,*
- *Corréler l'évolution des formes de reliefs à terre et l'évolution des systèmes sédimentaires en mer.*

I – CARTOGRAPHIE ET DESCRIPTION DES GRANDES SURFACES D'APLANISSEMENT DU CAMEROUN AU CONGO

D'un point de vue géomorphologique, le Cameroun et les pays voisins sont caractérisés par de vastes surfaces d'aplanissement en gradins, séparées entre elles par des escarpements (Gèze, 1943). Ce modelé est contrôlé par deux paramètres essentiels : la tectonique (variations du niveau de base) et le climat. Au Cameroun, les principales surfaces d'aplanissement ont été décrites par Segalen en 1967 (Fig. 10.1). Depuis cette date, aucune ré-évaluation globale de ces surfaces n'a été conduite.

Nous utilisons un Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 1 km pour leur cartographie. La zone concernée va du Sud Cameroun au Congo (Fig. 10.2). Cinq grandes surfaces ont été ainsi définies. Nous les décrirons en utilisant la nomenclature développée par les géomorphologues français en Afrique de l'Ouest (Grandin, 1976 ; Gradin et Thiry, 1983 ; Boulangé & Millot, 1998 ; Beauvais *et al.*, 2005 ; Chardon *et al.*, 2006).

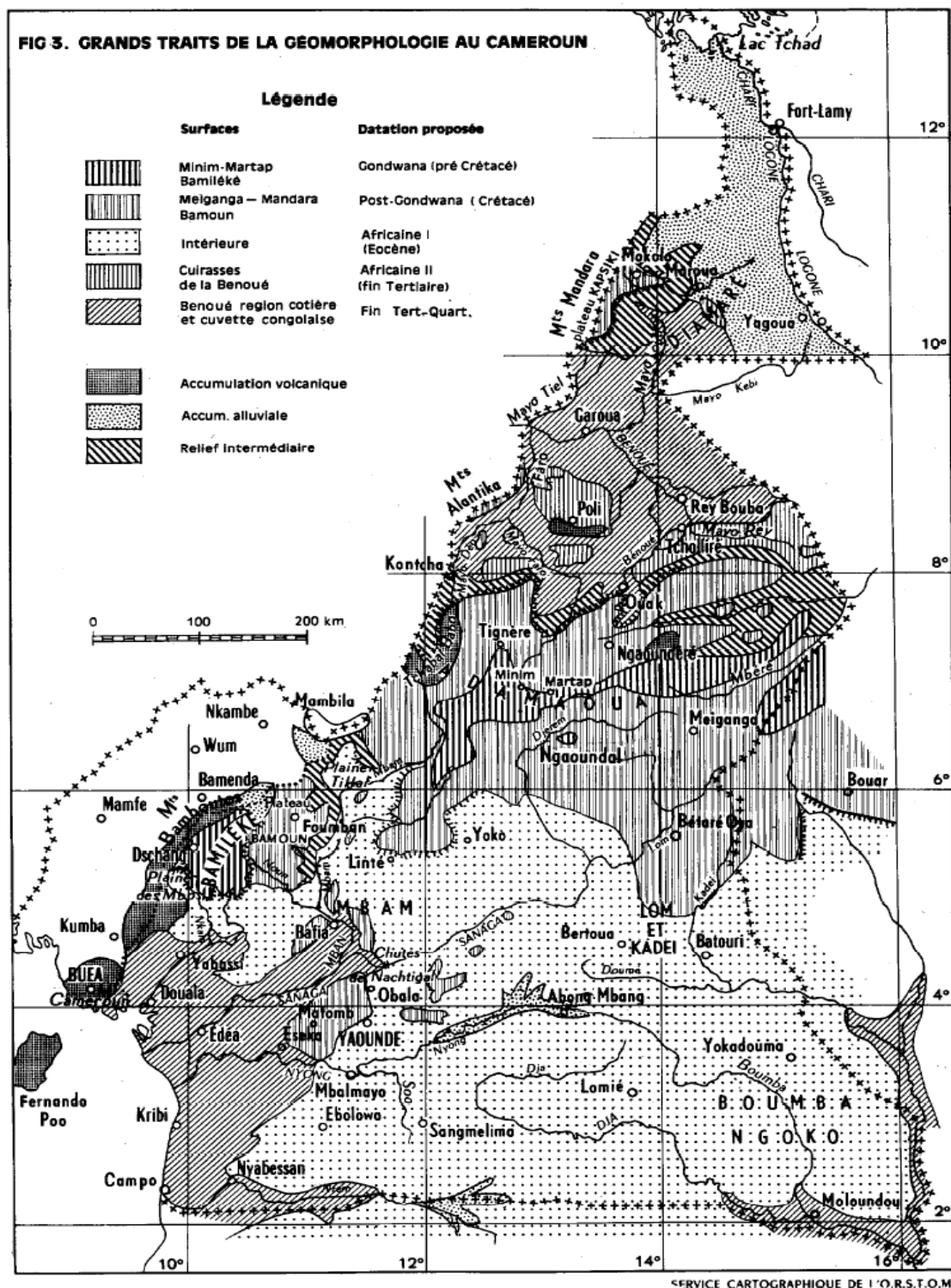


Figure 10.1- Carte délimitant les grandes surfaces d'aplanissement au Cameroun (Segalen, 1967). Les régions d'Ouest et du Sud- Ouest n'ont pas été caractérisées.

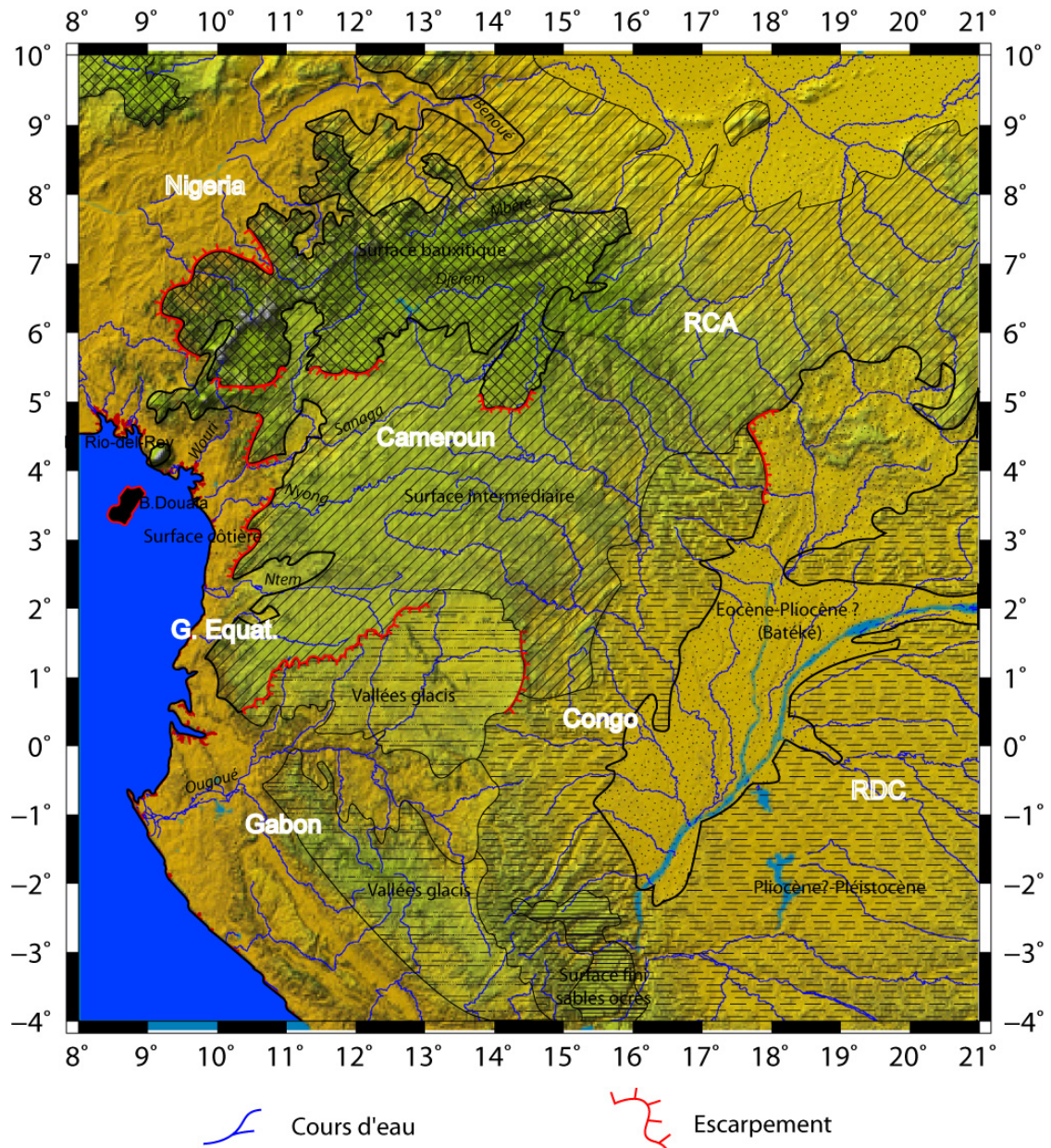


Figure 10.2- Identification des grandes surfaces d'aplanissement de la zone allant du Sud du Cameroun au Congo sur du Modèle Numérique de Terrain. Voir légende Fig. 10.3.

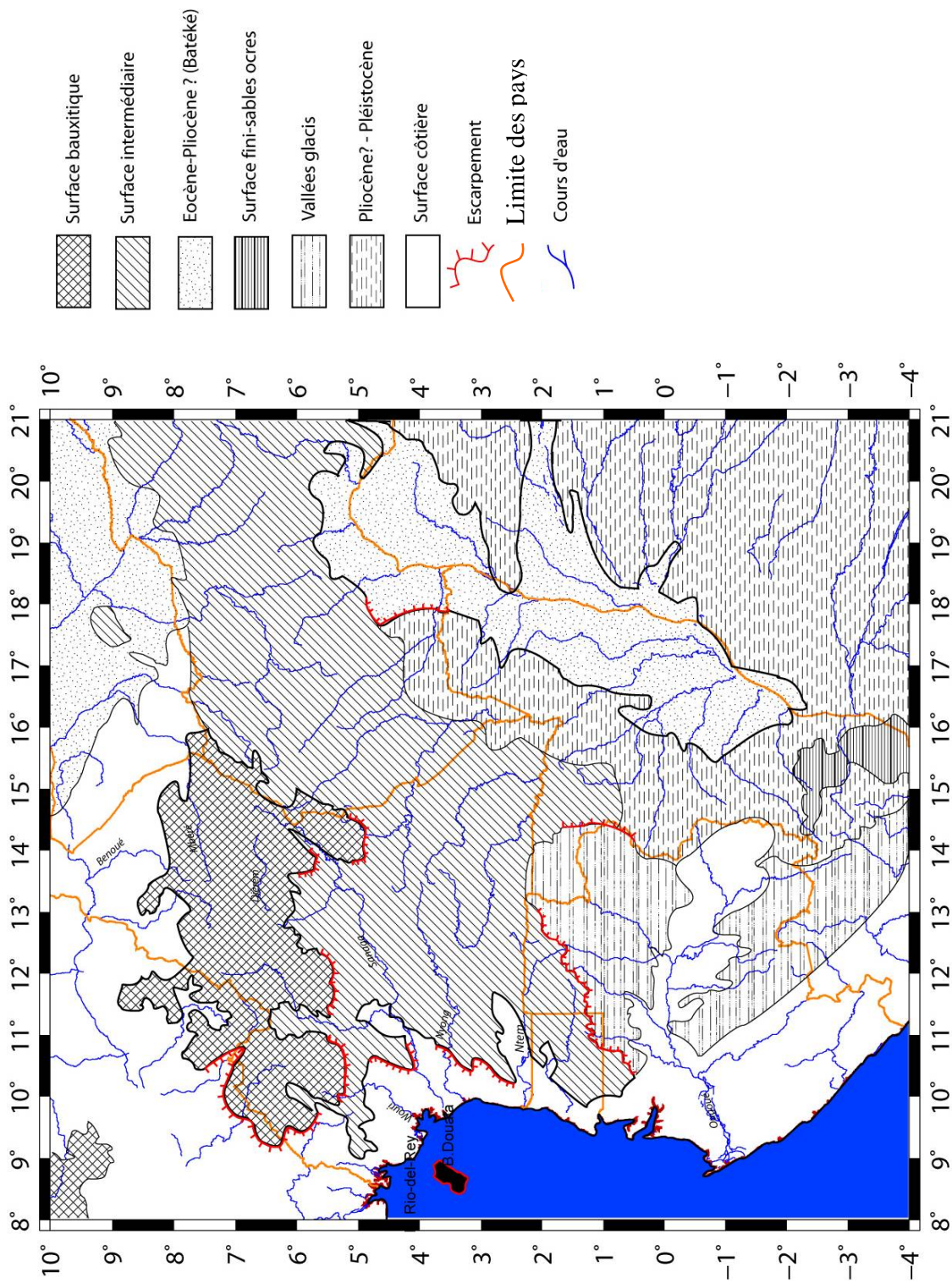


Figure 10.3- Carte des grandes surfaces d'aplanissement du Sud Cameroun au Congo. Le passage de certaines surfaces à d'autres est marqué par des grands escarpements ou des falaises.

I.1- La surface bauxitique

La surface bauxitique constitue le plateau de l'Adamaoua et regroupe trois anciennes surfaces décrites par Segalen (1967) : la surface de Mambila ; les surfaces de Minim-Martap et du Bamiléké constituant la surface gondwanienne, considérée pré-Crétacé (Segalen, 1967) et la surface de Meiganga-Mandara et Bamoun ou surface post-gondwanienne, supposée, Crétacé (Segalen, 1967). La surface bauxitique présente, au niveau du socle, une altitude variant entre 800 et 1200 m par rapport au niveau de la mer. Elle est partiellement recouverte de basaltes anciens, sur lesquels reposent de vastes cuirasses bauxitiques dont l'épaisseur atteint par endroits 30 m. Les sols appartiennent au groupe des sols ferrallitiques typiques, remaniés ou indurés dérivant de roches plutoniques (granites variés) ou métamorphiques (avec prédominance des migmatites), ou bien, par endroits, de roches intrusives basiques (Geze, 1943 ; Weecksteen, 1957 ; Guiraudie, 1953 ; Lasserre, 1961). Ce sont ces roches qui constituent le soubassement de cette surface.

De nombreuses rivières parcourent la surface bauxitique et la découpent en une multitude de plateaux allongés séparés par des vallées profondes de plusieurs dizaines de mètres (Figs 10.2 & 10.3). Deux cours d'eau : le Mbéré et le Djerem coulent sur des failles orientées SW-NE. Il est également observé un basculement vers le Sud du rebord nord du plateau (Lasserre, 1961 ; Roch, 1953).

La limite entre la surface bauxitique et la surface côtière est marquée par un escarpement.

La surface bauxitique se prolonge en République centrafricaine à l'Est et au Nigeria à l'Ouest (Pugh, 1954).

I.2- La surface intermédiaire

Localisée au centre et au Sud du Cameroun, la surface intermédiaire encore appelée surface intérieure ou surface post-africaine par King (1962) constitue la plus vaste surface du Cameroun. Son altitude est comprise entre 600 et 800 m. Elle est limitée à l'Ouest par un escarpement prononcé sur la surface côtière. Au Nord, le passage de la surface bauxitique à la surface intermédiaire est suffisamment brutal et marqué par les contreforts de l'Adamaoua ou ce qu'on appelle localement, « la falaise » de Yoko (Fig. 10.2). Les sols sont des sols ferrallitiques moyennement à fortement désaturés (Segalen, 1967), mais aussi très fréquemment remaniés ou indurés. Le cuirassement, qui s'observe en de nombreux points, donne à cette surface, une allure plane assez générale. Les roches qui constituent le soubassement sont essentiellement des roches cristallines acides (granites divers et roches métamorphiques) attribuées au Protérozoïque. La surface est parcourue par un réseau hydrographique dendritique à confluences parallèles très

dense mais, faiblement enfoncé. Les grands collecteurs sont : la Sanaga, le Mbam, le Nyong et le Ntem. Dans le détail, on observe une multitude de petites collines en « demi-orange », ce qui suggère une longue dégradation de cette surface. Cette surface pénètre très largement au Gabon et en République centrafricaine.

I.3- La surface sommitale des sables ocres

La surface sommitale des sables ocres apparaît en minuscule bande allongée, bien aplanie, bordant vers le Sud, la cuvette du Congo (Fig. 10.3). Elle scelle la Formation des sables ocres d'âge inconnu, constituée de sables massifs probablement d'origine fluvatile (de Ploey *et al.*, 1968). Cette surface qui se situe à 300 m d'altitude au Congo, passe à 1800 m en Angola.

I.4- Les vallées glacis

Il s'agit en fait d'une surface étagée sous la surface intermédiaire et sculptée en facettes par les glacis (probablement de plusieurs générations). La principale vallée glacis se localise de part et d'autre du fleuve Ogooué (Fig. 10.2). La partie du glacis situé au Nord du fleuve, présente une limite brutale avec la surface intermédiaire dans ses parties septentrionale et orientale (escarpement de 150 à 200 m). Ces glacis sont caractérisés par de grandes surfaces inclinées (pente vers le Sud) qui séparent la surface intermédiaire et le delta de l'Ogooué (Gabon). Notons cependant qu'on ne trouve pas de glacis sur la région côtière camerounaise à cause de la forte humidité qui caractérise le climat équatorial qui y prévaut, sauf peut-être sur la Sanaga ou le Ntem.

I.5- La surface actuelle/surface côtière

C'est la surface fonctionnelle. Elle correspond au domaine côtier actuel (Figs 10.2 & 10.3). Cette surface recoupe en partie les sédiments du bassin côtier. Son âge est difficile à établir. Elle repose sur un socle d'âge protérozoïque, constitué des roches métamorphiques. Les sols sont des sols ferrallitiques (Martin, 1970).

II- DISCUSSION SUR LES AGES

La première datation des surfaces d'aplanissement au Cameroun et pays voisins a été faite par Segalen (1967) par comparaison avec une chronologie à l'échelle de l'Afrique où certaines

surfaces recoupaient des sédiments datés (King, 1967). Les âges proposés vont du Jurassique pour les plus anciennes surfaces jusqu'au Quaternaire pour les plus récentes (voir tableau 10.1).

Mais cela pose la question de la validité d'identification d'une même surface à l'échelle d'un continent. Ensuite, il faut noter que les sédiments continentaux qui ont servi à établir la chronologie de ces surfaces ont été parfois eux-mêmes datés avec une grande imprécision.

Le saut technologique très important au cours de la dernière décennie a permis le développement des techniques radiochronologiques par isotopes stables. Ces nouvelles techniques ont permis à plusieurs chercheurs français travaillant en Afrique de l'Ouest de dater de façon plus précise les mêmes surfaces (Colin *et al.*, 2005 ; Chardon *et al.*, 2006 et Beauvais *et al.*, 2008). Les âges obtenus sont plus jeunes. Ils vont de l'Eocène au Pliocène et montrent : à l'Eocène (59-45 Ma), la formation de la surface bauxitique ; à l'Oligocène (24-29 Ma), la formation de la surface intermédiaire et dès le Miocène, la formation des glacis.

Le tableau 10.1 est une synthèse qui intègre à la fois les différentes nomenclatures utilisées par différents auteurs pour décrire les surfaces d'aplanissement en Afrique et les deux types de datations.

III- EVOLUTION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

La réalisation d'une coupe synthétique (800 km de long) orientée NW-SE, nous a permis d'établir une chronologie de mise en place des principales surfaces d'aplanissement dans la zone d'étude (Fig. 10.4). En se basant sur la chronologie récente (voir tableau 1), cette coupe montre que :

- A l'Eocène, la surface bauxitique, la plus ancienne et la plus haute de la zone d'étude finit de se mettre en place (Fig. 10.4b).
- A l'Oligocène, le déblaiement progressif de la surface bauxitique sur une épaisseur d'environ 200 m, favorise la mise en place de la surface intermédiaire (Fig. 10.4c).
- Dès le Miocène, les vallées glacis de l'Ogooué et probablement de la Sanaga et du Ntem incisent la surface intermédiaire (Fig. 10.4d).
- La période d'incision des vallées actuelles qui suit, reste encore mal connue du fait de l'absence de contraintes géologiques connues, sur des terrasses par exemple (Fig. 10.4e).

Tableau 10.1 : Terminologies et datations liées aux surfaces d'aplanissement du Cameroun et d'Afrique de l'Ouest depuis Segalen (1967).

| Terminologie d'après Segalen (1967) | Terminologie d'après Martin (1970) | Terminologie d'après Chardon <i>et al.</i> (2006) et Beauvais <i>et al.</i> (2008) | Datations d'après Segalen (1967) | Datations d'après Chardon <i>et al.</i> (2006) et Beauvais <i>et al.</i> (2008) |
|---|---|---|---|--|
| Minim-Martap ou surface gondwanienne | Surface de l'Adamaoua | Surface bauxitique | Pré-Crétacé (Jurassique) | Eocène (59-45 Ma) |
| Meiganga-Mandara ou surface post-gondwanienne | | | Crétacé | |
| Intérieure ou surface africaine I | Surface du Centre-Cameroun | Surface intermédiaire | Eocène | Oligocène (24-29 Ma) |
| Bénoué, région côtière, cuvette congolaise | | Glacis supérieur | Fin Tertiaire/ Quaternaire | Miocène moyen (18-11,5 Ma) |
| | | Glacis moyen | | Miocène supérieur (7-5,8 Ma) |
| | | Glacis inférieur | | Pliocène (3,4-2,9 Ma) |

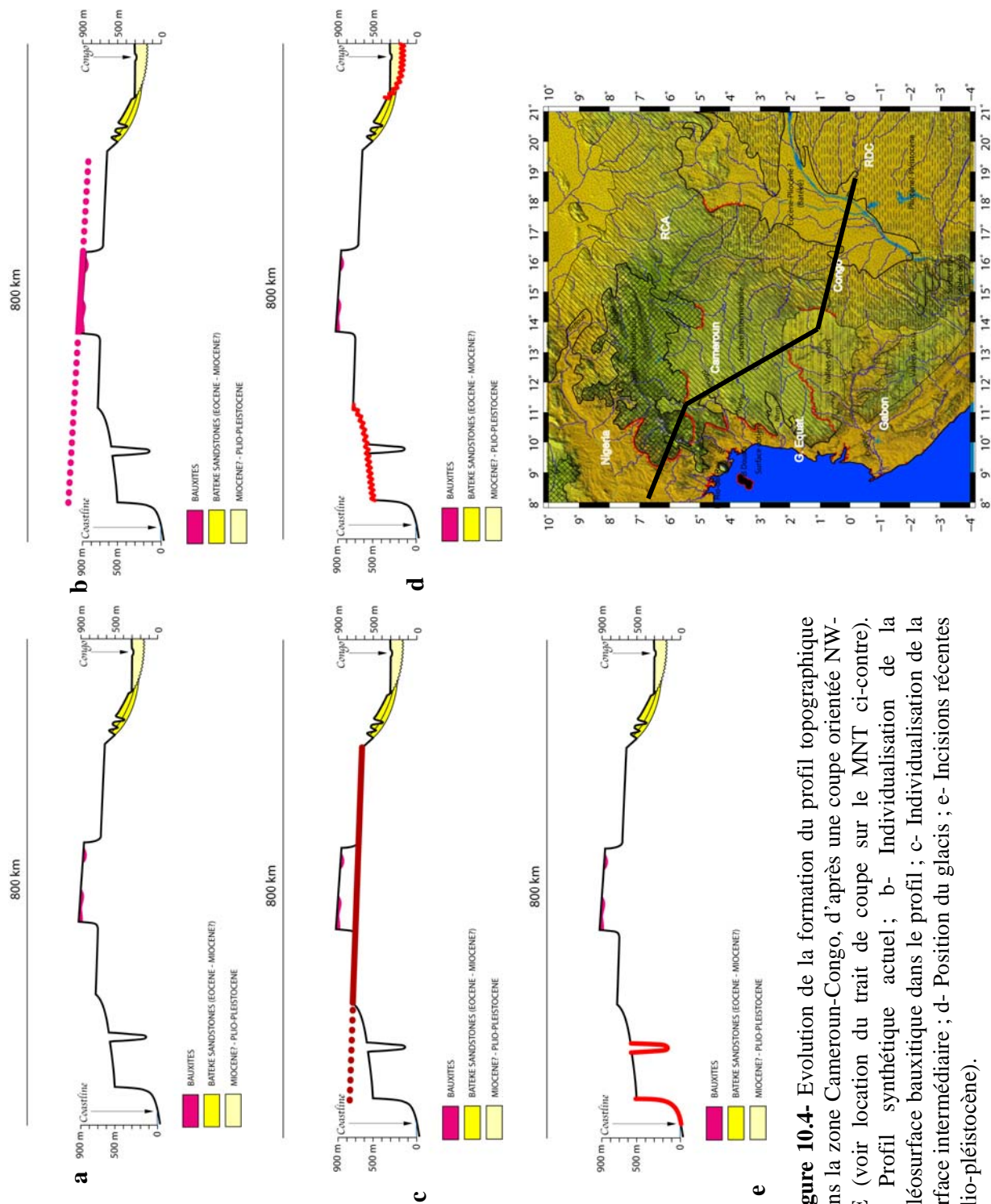


Figure 10.4- Evolution de la formation du profil topographique dans la zone Cameroun-Congo, d'après une coupe orientée NW-SE (voir location du trait de coupe sur le MNT ci-contre).
a- Profil synthétique actuel ; b- Individualisation de la paléosurface bauxitique dans le profil ; c- Individualisation de la surface intermédiaire ; d- Position du glacis ; e- Incisions récentes (plio-pléistocène).

IV- DISCUSSION

IV.1 – Signification des paléosurfaces emboîtées

Les périodes d'altération et les paléosurfaces induites, correspondent à des moments de stabilités tectoniques et climatiques. Le passage d'un régime d'altération à un autre traduit un changement climatique et/ou tectonique (Fig. 10.5).

- Le passage de la surface bauxitique (ou surface « africaine »), d'âge Paléocène supérieur à base Eocène moyen à la surface intermédiaire (ou surface « post-africaine »), d'âge Oligocène supérieur, surfaces toutes deux subplanes, traduit une variation du niveau de base. Cette variation, qui affecte l'ensemble du domaine étudié et non seulement la frange côtière, est donc d'origine tectonique et non eustatique. Cette surrection se produit entre la base de l'Eocène moyen et la base de l'Oligocène supérieur.
- L'incision de la surface intermédiaire par la vallée glaciaire de l'Ogooué, mais aussi probablement de la Sanaga et du Ntem, est plus difficile à contraindre. Du fait d'une position latitudinale plus basse, et donc des saisons moins contrastées, par rapport aux régions où a été défini l'emboîtement des glacis, ces vallées glaciaires ne présentent pas d'etagement nets. Tout au plus, est-il raisonnable de penser que le début de l'incision des vallées glaciaires qui marque le début de l'individualisation du réseau hydrographique actuel et l'abandon des grandes surfaces d'altération est de même âge que l'initiation du réseau plus au Nord (Haut Glacis), soit la fin du Miocène inférieur (Burdigalien). Cette évolution traduit, pour les mêmes raisons que précédemment, une chute du niveau de base d'origine tectonique.
- La période d'incision des vallées actuelles est difficile à établir, du fait de l'absence de contraintes géologiques connues, sur des terrasses par exemple.

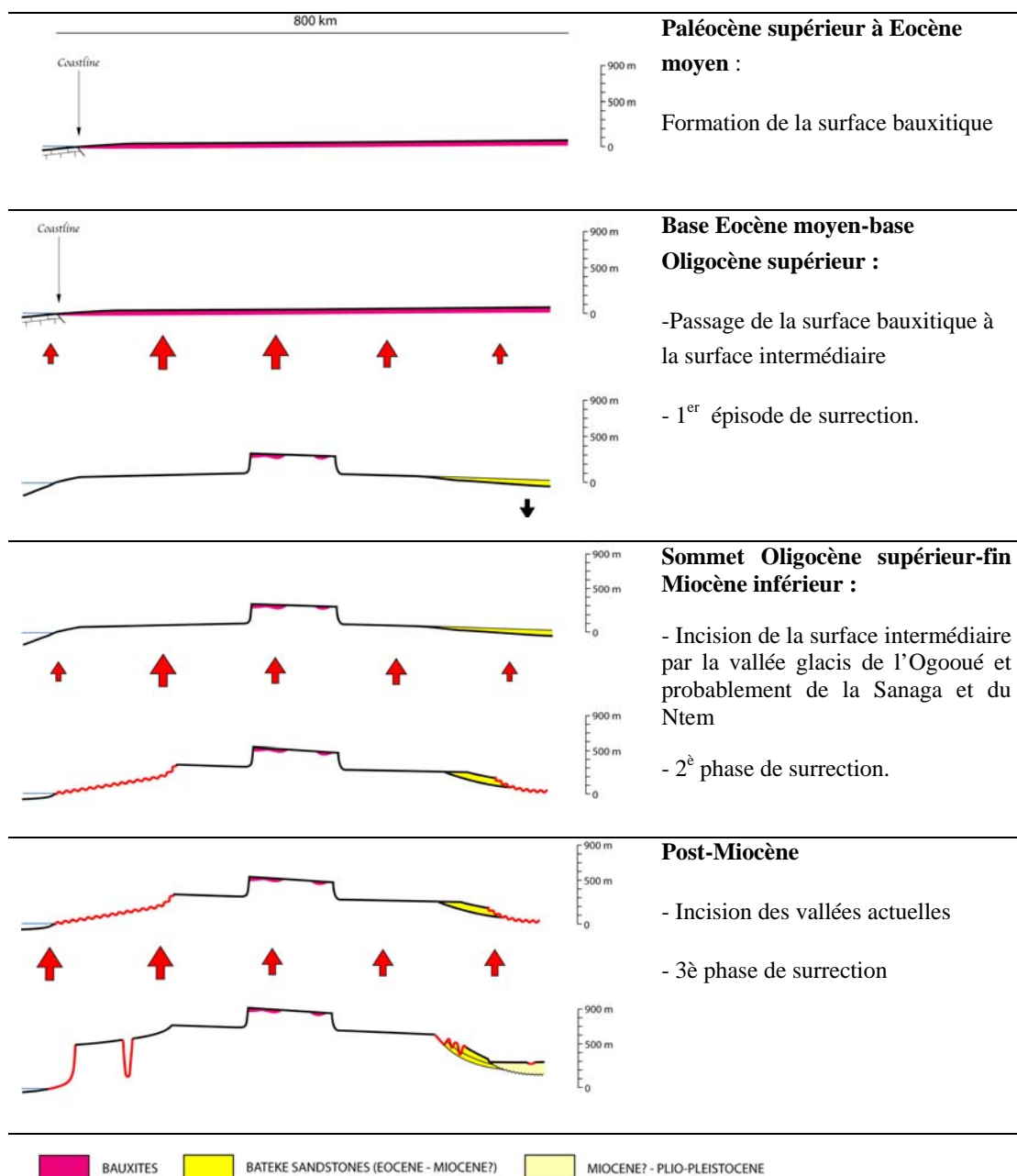


Figure 10.5- Schémas montrant le passage d'un régime d'altération à un autre, sous contrôle de la tectonique.

IV.2 – Surrection continue ou discontinue ?

Trois périodes de chute du niveau de base ont été identifiées : (1) entre la base de l'Eocène moyen et la base de l'Oligocène supérieur, (2) entre le sommet de l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène inférieur et (3) post-Miocène inférieur.

Deux scénarios peuvent être envisagés (Fig. 10.6) : (1) une surrection discontinue et (2) une surrection continue avec changements climatiques. Dans ce dernier cas, un changement de précipitation induit une accélération de l'érosion qui favorise la formation des escarpements.

Seule l'expression en mer de la surrection et son enregistrement sous forme de baisse du niveau marin relatif permettra de discuter ces deux scénarios.

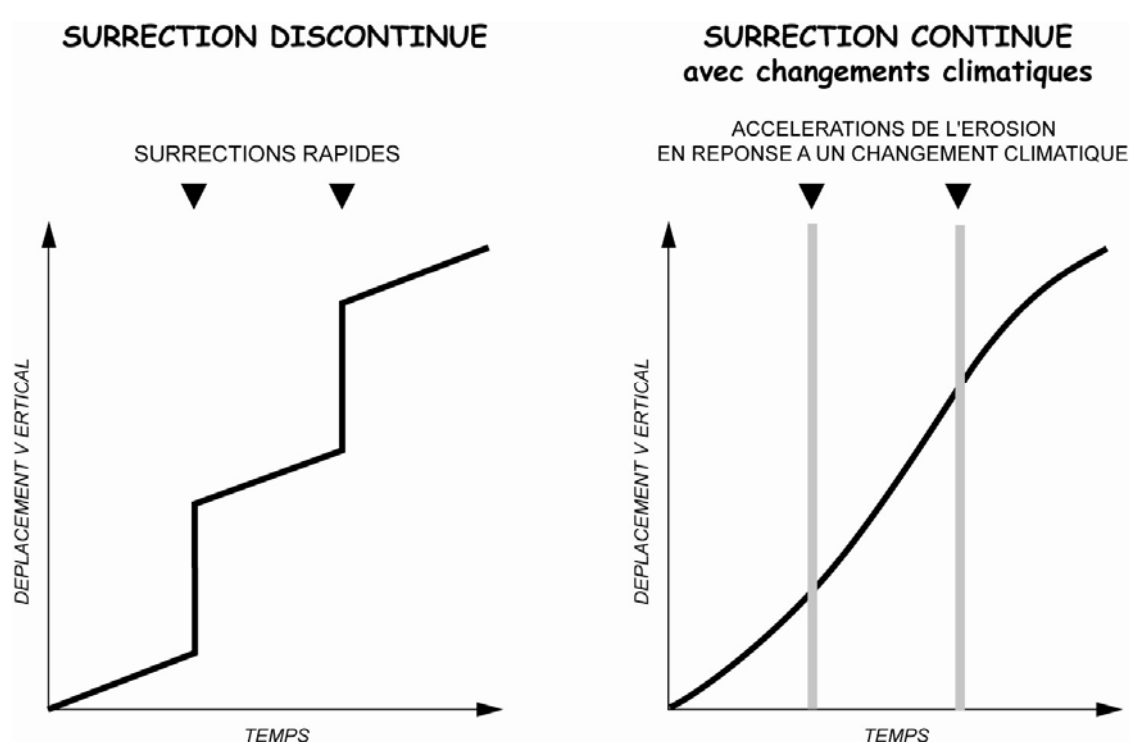


Figure 10.6- Scénarios envisagés pour expliquer la surrection de la marge à terre du Cameroun.

CONCLUSION

Le Cameroun, et l'ensemble de l'Ouest africain situé au NW de la cuvette du Congo, présentent un remarquable étagement des paléosurfaces qui peut être comparé avec l'étagement daté, établi au Burkina Faso (Chardon *et al.*, 2006 ; Beauvais *et al.*, 2008).

Une cartographie plus détaillée est à réaliser afin de déterminer l'incidence des déformations associées ou postérieures à la mise en place de la ligne volcanique du Cameroun (Fig.10.7). Les failles représentées passent par la LVC. Leurs âges montrent qu'elles sont postérieures à la mise en place de la surface bauxitique.

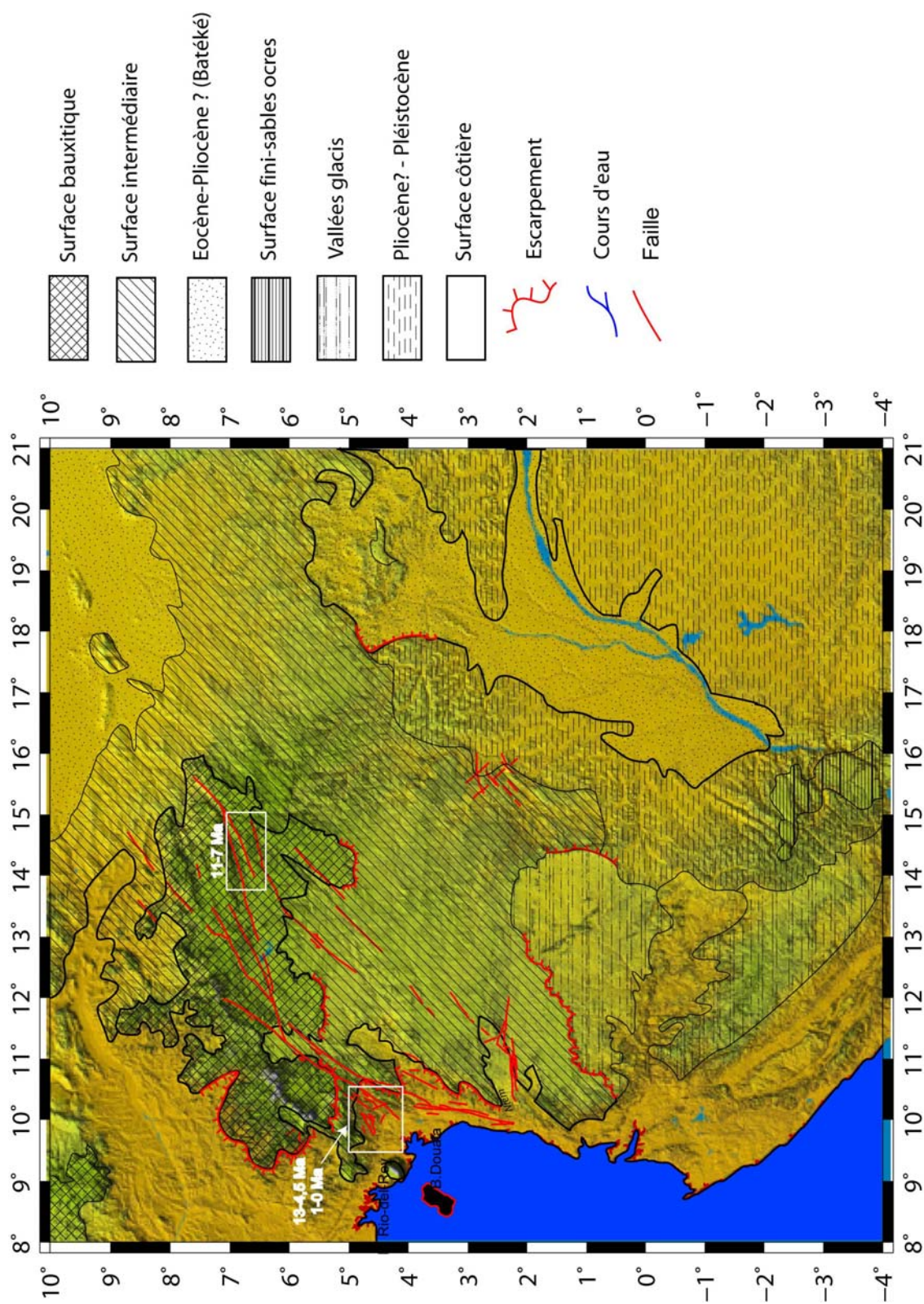


Figure 10.7- Failles NNE-SSW à NE-SW liée probablement à la mise en place de la ligne volcanique du Cameroun. Ces failles et leur rejet ont vraisemblablement un contrôle sur la mise des surfaces

CHAPITRE 11

LA SURRECTION DE LA MARGE CAMEROUNAISE AU CENOZOIQUE :

CONFRONTATION DES DONNEES GEOMORPHOLOGIQUES
ET DE STRATIGRAPHIE SISMIQUE

CHAPITRE 11

LA SURRECTION DE LA MARGE CAMEROUNAISE AU CENOZOÏQUE :

Confrontation des données géomorphologiques et de stratigraphie sismique

Nous avons réalisé une double étude de la stratigraphie des marges et des surfaces d'aplanissements, afin d'en déduire les mouvements verticaux affectant la marge camerounaise. Aucune des approches, à elle seule, ne permet d'établir un calendrier exhaustif de ces mouvements, du fait notamment d'une approche essentiellement 2D du remplissage des bassins.

Le principal déficit était de séparer ce qui résulte dans les signaux stratigraphique et géomorphologique de la déformation de la lithosphère, de l'eustatisme (pour les marges) ou du climat (pour le relief terrestre). Nous avons, dans les paragraphes précédents, apporté quelques éléments de réponse. Dans ce chapitre, nous essaierons de discuter l'incidence de la ligne du Cameroun, qui sépare les bassins de Douala et du Rio del Rey sur l'enregistrement sédimentaire.

La principale limite de notre approche concerne les datations.

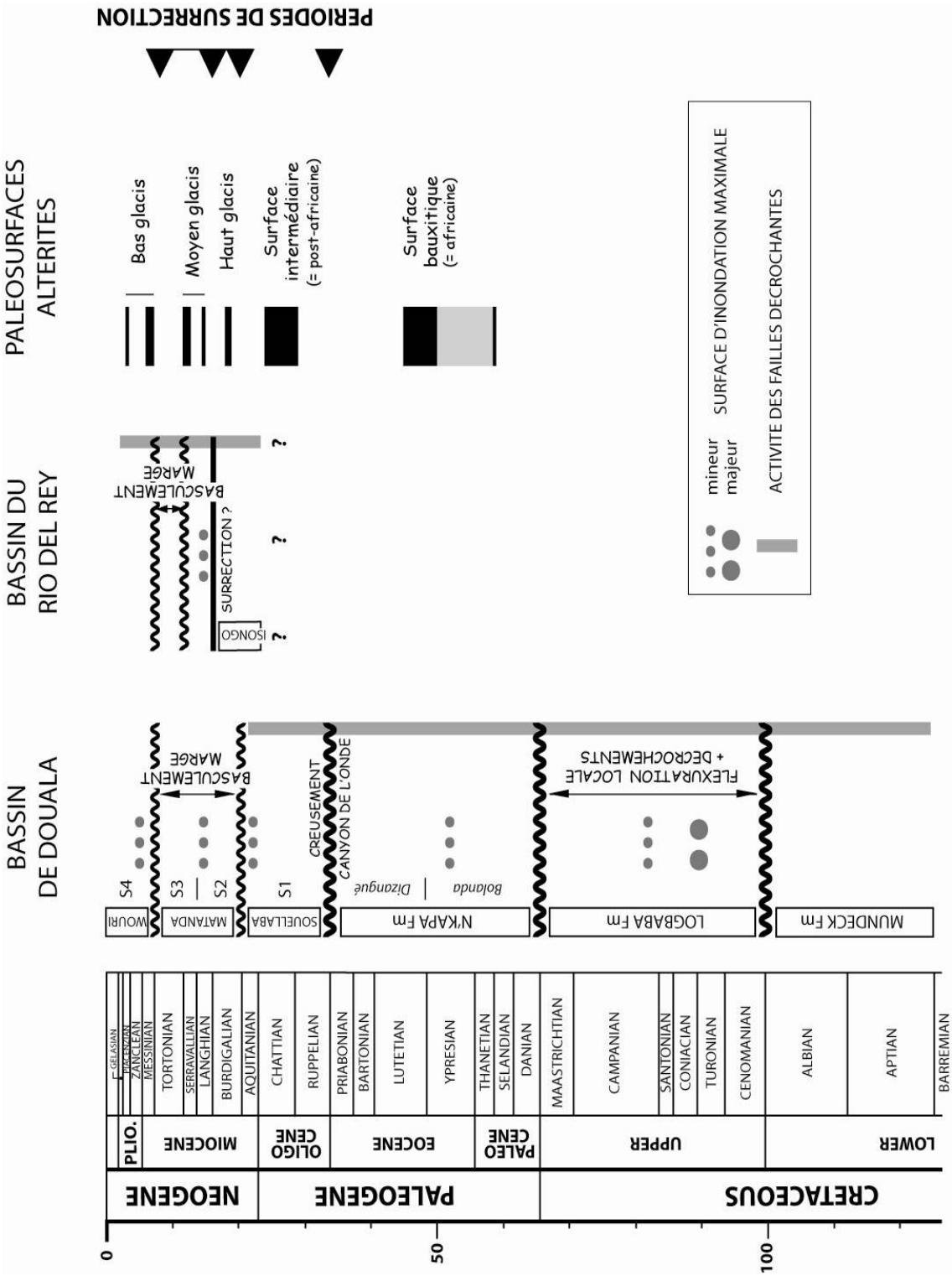
- Concernant l'analyse des paléosurfaces, quelle est la limite de l'extrapolation des âges absolus obtenus au Burkina Faso au Cameroun, même si la chronologie relative des altérites est la même ?
- Les datations biostratigraphiques sont peu nombreuses et avec une relative basse résolution. Il n'existe aucune référence aux biozonations en vigueur, ce qui limite la définition des incertitudes. Beaucoup d'âges ont été obtenus par calibration des variations du niveau marin relatif sur la charte eustatique de Haq *et al.* (1987), à partir des contraintes biostratigraphiques à l'échelle de la sous période.

En connaissant ces limites, nous allons essayer de confronter les deux types de données.

I – LES CONTRAINTES GEOLOGIQUES (Fig. 11.1)

I.1 – L'évolution des marges

L'évolution de la marge du Rio del Rey n'a pu être reconstituée qu'à partir du Miocène inférieur. Les principaux éléments de chronologie sont les suivants :



- **Limite Crétacé-Paléogène** : La marge de Douala enregistre une discordance érosive. Une flexure ($\lambda = \times 10$ km) localisée en amont de la marge et contrôlée par des couloirs décrochants (Crétacé supérieur) passe à un régime flexural à l'échelle de la marge ($\lambda = \times 100$ km), avec une subsidence croissante vers le large (Paléocène-Eocène). Un couloir décrochant reste actif au Tertiaire. Il est inversé à la fin de l'Eocène.
- **Base Oligocène** : Le canyon de l'Ondé est creusé dans le bassin de Douala.
- **Miocène** : Le Miocène marque une période de surrection de la marge. Ce basculement commence dans le bassin de Douala dès la base du Burdigalien et s'achève à la fin du Miocène – base du Pliocène. Aucun système turbiditique majeur ne semble se développer en période de bas niveau marin relatif durant ce basculement. Dans le bassin du Rio del Rey, le Miocène inférieur est caractérisé par un puissant système turbiditique. Une surrection fini-burdigalienne est suspectée. Le basculement de la marge est vraiment actif durant le Miocène supérieur.
- **Plio-Pléistocène** : Le Plio-Pléistocène présente peu d'évidences de déformations. L'essentiel des basculements et surrections semble achevé.

I.2 – L'emboîtement des paléosurfaces

Les paléosurfaces montrent trois périodes de surrection, dont le caractère discontinu ou continu ne peut être discuté à partir des seules informations géomorphologiques :

- **Eocène moyen –Oligocène inférieur** : passage de la surface subplane bauxitique à la surface subplane intermédiaire ;
- **Miocène inférieur** : passage de la surface intermédiaire à l'initiation d'un réseau de vallées incisées : les vallées glaciaires ;
- **Post - Miocène inférieur** : incision du réseau de vallées actuelles, recoupant et plus escarpées que les vallées glaciaires.

L'amplitude de l'incision des vallées actuelles est plus importante que celle des vallées glaciaires.

II – CALENDRIER DES DEFORMATIONS

II.1 – Les déformations base Oligocène

Exceptées les déformations se produisant à la limite Crétacé-Paléogène, la première grande phase de déformation identifiée est d'âge base de l'Oligocène. En effet, les données stratigraphiques montrent qu'il n'existe qu'une seule discontinuité majeure entre la base de l'Eocène moyen (fin de la formation de la surface bauxitique) et la base de l'Oligocène

supérieur (formation de la surface intermédiaire). La discordance érosive de la base Oligocène se caractérise par le creusement du canyon de l'Ondé.

La limite Eocène-Oligocène correspond à un changement climatique majeur (Zachos *et al.*, 2001), puisqu'il marque le début de la glaciation Oligo-Néogène. Elle correspond également à une baisse eustatique de faible amplitude (Haq *et al.*, 1987). Le creusement d'un canyon requiert une chute majeure du niveau de base, que ne peut expliquer la seule chute eustatique et encore moins la mise en place d'une circulation thermohaline parallèle à la pente. Une origine tectonique est donc hautement vraisemblable, mais elle doit être validée par une analyse 3D du bassin de Douala.

Nous proposons donc que le creusement du canyon de l'Ondé, base Oligocène, soit lié à une surrection de l'Ouest du continent africain, marquant la déstabilisation de la surface bauxitique et l'initiation de la formation de la surface intermédiaire. Cette érosion permet d'expliquer la nature très argileuse de la séquence oligocène (S1), résultat du décapage des grands profils d'altération bauxitique du Paléocène terminal – Eocène moyen.

III.2 – Les déformations miocènes.

Le Miocène apparaît comme une phase de surrection importante qui s'oppose, par sa durée, à la surrection base Oligocène, relativement ponctuelle dans le temps.

Du fait de l'absence de données, l'évolution du bassin du Rio del Rey, durant le Miocène inférieur, est mal contrainte. Le seul point commun indéniable entre les deux marges est un arrêt de leur basculement à la fin du Miocène – base du Pliocène. Ceci nous permet de donner un âge maximal pour l'incision des vallées actuelles qui ne peuvent donc pas être plus jeune que la base du Pliocène.

Durant le Miocène, les deux marges situées de part et d'autre de la ligne volcanique du Cameroun ont une histoire relativement différente. La marge du Rio del Rey accumule d'épais sédiments turbiditiques durant le Miocène inférieur et ce très proche géographiquement de l'actuel ligne du Cameroun. Malheureusement, la source de ces systèmes turbiditiques est inconnue. A l'inverse, durant le Burdigalien, la marge de Douala est en surrection et développe des deltas en position de progradation forcée, sans dépôts turbiditiques importants.

La ligne volcanique du Cameroun marque donc un découplage paléogéographique entre les deux bassins, sans qu'il soit possible de caractériser, dans l'état actuel de nos données stratigraphiques, l'importance du relief associé à cette structure volcanique.

Nous attribuons l'incision des vallées glaciaires de l'Ogooué, du Ntem et de la Sanaga aux surrections intra-Miocène inférieur, tandis que le réseau actuel serait plutôt associé à la fin du processus de surrection durant le Miocène supérieur.

Ces données sont en accord avec les données stratigraphiques disponibles sur le delta de l'Ogooué (Mougamba, 1999) et les analyses thermochronologiques sur la marge de la Guinée équatoriale (Turner *et al.*, 2008).

Mougamba (1999), sur l'Ogooué, caractérise une chute majeure du niveau marin relatif durant le Miocène inférieur (plutôt terminal) et montre une accélération des apports terrigènes à partir du Miocène supérieur, s'accroissant au Pliocène.

Turner *et al.* (2008), montrent deux phases de refroidissement majeur de la marge de Guinée équatoriale à partir des données de traces de fission des roches de la base du puits Rio Muni 1 : (1) Eocène supérieur-Oligocène inférieur et (2) Miocène supérieur-Pliocène.

CONCLUSION

Le principal défi à l'issue de ce travail est de passer à une mesure quantifiée (1) des baisses du niveau marin relatif à terre, et après, correction de l'eustatisme ; de la surrection à la verticale de la zone étudiée et (2) de la déformation intracontinentale, en utilisant la forme des surfaces, la hauteur des érosions avec une question clé : **que signifie la hauteur d'un escarpement ?**

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

I- CONCLUSION

L'Afrique est caractérisée par un relief anormalement élevé, réparti en deux grands ensembles : au Sud, le plateau sud africain, surélevé avec une altitude moyenne supérieure à 1000 m et au Nord, un ensemble plus bas, d'altitude moyenne inférieure à 500 m. Cette bimodalité de la topographie africaine nourrit aujourd'hui, un vif débat sur l'âge, l'origine et la cinématique de l'anomalie responsable d'une telle topographie. De nombreux modèles et hypothèses y sont proposés, mais leur validation souffre encore d'un manque de données géologiques "dures" (traces de fission, données sismiques et de puits, flux sédimentaires etc.).

Dans cette thèse, nous nous sommes focalisés sur l'étude de la surrection et de la déformation de deux sites de l'Afrique de l'Ouest (le plateau sud-namibien et la marge nord camerounaise) au travers d'une double analyse géomorphologique et stratigraphique.

I.1- Le plateau sud-namibien

Les études menées sur le plateau sud-namibien ont permis d'établir le couplage entre le champ de déformation et l'évolution des surfaces, ainsi que la chronologie de la déformation.

Les surfaces d'aplanissement et les escarpements

Plusieurs surfaces d'aplanissement, emboîtées et séparées par des escarpements ont été mises en évidence. La mise en place et l'évolution de ces surfaces ainsi que des escarpements qui les séparent sont contrôlées par trois facteurs : la lithologie, le climat et la tectonique (locale et régionale). Cette dernière s'impose comme le processus principal. Il existe donc un couplage altération/érosion et variation du niveau de base.

La formation d'une surface d'aplanissement est due à une destabilisation de l'équilibre altération/érosion par la déformation. Ce déséquilibre survient généralement lors d'une chute du niveau du niveau de base provoquée par un mouvement vertical. Le rôle de la déformation est donc prépondérant dans l'évolution du système.

La déformation du plateau.

L'étude du champ de déformation du plateau sud-namibien montre qu'une déformation récente (cénozoïque) s'y déploie à deux échelles : une échelle locale, par des failles et l'autre, à grande longueur d'onde, implique des niveaux crustaux et mantéliques différents. L'étude du canyon de la Fish River a révélé le rôle et la chronologie de la déformation locale dans le développement de cette figure morphologique spectaculaire. Cette déformation s'inscrit dans un contexte plus général de déformation extensive dans lequel la dynamique mantélique semble jouer un rôle important.

L'analyse du plateau sud-namibien permet, en outre, de comprendre que la morphologie du plateau sud-africain est la trace du couplage entre climat et déformation. Ce qui conduit à conclure que la déformation du plateau sud-africain résulte d'une dynamique mantellique profonde à l'origine d'une fracturation et/ou d'une subsidence locale favorisant les accumulations sédimentaires.

I.2- La marge nord camerounaise

L'analyse couplée de la stratigraphie, des paléosurfaces et des altérites associées nous a conduit à contraindre l'histoire de la marge camerounaise et à pouvoir établir une chronologie de surrection de celle-ci durant Cénozoïque.

La stratigraphie

L'analyse stratigraphique réalisée dans la marge camerounaise au travers des bassins de Rio del Rey et de Douala, situés de part et d'autre de la ligne volcanique du Cameroun (LVC) d'âge Crétacé, révèle sur le plan sédimentaire, une histoire différente des deux parties de la marge. La marge de Rio del Rey située au Nord de la LVC, a développé durant le Miocène inférieur, un important système turbiditique, sans qu'il soit possible d'en déterminer l'origine. A Contrario, la marge de Douala, située au Sud de la LVC, et en surrection au Burdigalien, met en place des deltas en régime de progradation forcée, mais sans dépôts turbiditiques. La ligne volcanique du Cameroun semble donc marquer un découplage paléogéographique entre les deux marges.

La déformation

Au cours de leur évolution, les deux bassins ont enregistré une importante déformation décrochante, organisée sous forme de grands couloirs de failles.

Dans le bassin de Rio del Rey, ces couloirs décrochants contrôlent localement la localisation des chenaux turbiditiques et de manière générale la sédimentation du bassin jusqu'au Miocène terminal – Pliocène. Un basculement très marqué de la marge est caractérisé par la formation des discordances progressives pendant le Miocène supérieur.

Dans le bassin de Douala, ces couloirs de failles contrôlent également la sédimentation de la marge jusqu'à l'Oligocène. Une flexure (x 50 km), articulée sur ces grands couloirs décrochants, piège une partie des sédiments durant le Crétacé supérieur. A la fin de l'Eocène, il se produit une inversion du couloir décrochant jusque là très actif.

Le Néogène marque un basculement de la marge, avec surrection en amont, en deux temps : fin Miocène inférieur (Burdigalien – paroxysme) et fin Miocène.

L'arrêt de basculement des deux segments de la marge est observé à la fin du Miocène – base du Pliocène. Cet unique point commun entre les deux marges, a permis de donner un âge maximal pour l'incision des vallées actuelles qui ne peuvent donc pas être plus jeune que la base du Pliocène.

Les phases de surrection

L'analyse des paléosurfaces réalisée dans cette étude a montré que le passage d'un régime d'altération à un autre traduit un changement climatique et/ou tectonique. Trois périodes de chute du niveau de base correspondant respectivement aux passages de la surface bauxitique à la surface intermédiaire ; à l'incision de la surface intermédiaire par la vallée glaciaire de l'Ogooué, mais aussi probablement de la Sanaga et du Ntem, et enfin à l'incision des vallées actuelles ont été mises en évidence.

En corrélant les deux approches (stratigraphie et géomorphologie), trois phases de surrection sont clairement identifiées :

- (1) entre la base de l'Eocène moyen et la base de l'Oligocène supérieur,
- (2) entre le sommet de l'Oligocène supérieur et la fin du Miocène inférieur,
- (3) post-Miocène inférieur.

II- PERSPECTIVES

Les principaux résultats apportés par ces travaux peuvent faire évoluer les discussions quant aux questions relatives à l'évolution des reliefs africains notamment en ce qui concerne le plateau sud-africain et la marge périphérique de la ligne volcanique du Cameroun. Mais, si on peut contraindre les phases de surrections ou établir un rapport entre la topographie et le champ de déformation d'une région, il reste à répondre à une question qui paraît fondamentale :

Comment dater et quantifier le déplacement vertical à partir d'une analyse géomorphologique ?

Cette question constitue notre premier challenge après cette thèse. Nous envisageons donc à court et moyen termes de dater les paléosurfaces dans les zones étudiées, puis de mesurer le déplacement vertical, pour pouvoir contraindre avec une plus grande précision les taux de surrection dans ces zones.

Datations

Compte tenu des limites que présentent les différentes méthodes de datations, plusieurs types de datations seront combinées pour pouvoir avoir des résultats satisfaisants : thermochronologie, flux sédimentaires, périodes de baisse du niveau marin.

Mesures du déplacement vertical

En contexte intracontinental, compte tenu des mêmes raisons évoquées précédemment, plusieurs méthodes de mesure de déplacement vertical de la surface de la terre sont envisageables en fonction de longueur d'onde qui peut varier de 1km à 100 km :

- Les failles (courte longueur d'onde),
- Les incisions (moyenne à grande longueur d'onde) bien qu'elles ne marquent que les dernières évolutions.
- Les paléosurfaces (moyennes et grandes longueurs d'ondes) même si elles ne donnent que la valeur minimale, car elles continuent d'évoluer en s'altérant.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

- Aizawa, M., et al. (2000), Constraints on the geomorphological evolution of Namibia from the offshore stratigraphic record, *Commun. Geol. Surv. Namibia*, 12, 337-346.
- Allen, P. A., and J. R. Allen (1990), *Basin analysis. Principles and applications.*, 451 pp., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Allen, P. A., and J. R. Allen (Eds.) (2005), *Basin analysis: Principles and applications*, 2nd Edition ed., 549 pp., Published by Blackwell Publishing Ltd.
- Andersson, L., et al. (2003), Water flow dynamics in the Okavango River Basin and Delta--a prerequisite for the ecosystems of the Delta, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(20-27), 1165-1172.
- Andreoli, M. A. G., et al. (1996), Neotectonics of Southern Africa - a review, *Africa Geoscience Review*, 3(1), 1-16.
- Anka, Z., et al. (2009), The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project), *Tectonophysics*, 470(1-2), 42-56.
- Anundsen, K. (1985), Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichselian Holocene, Southern Norway., *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 39, 205-225.
- Artemieva, I. M., and W. D. Mooney (2001), Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study, *Journal of Geophysical Research*, 106, 16387-16414.
- Artyushkov, E. V. (1973), Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *Journal of Geophysical Research*, 78(32), 7675-7708.
- Baker, T. F., et al. (1995), Ocean tide loading and GPS., *GPS World*, 6(3), 54-59.
- Baudouy, S., and C. Legorjus.
- Baudouy, S., and C. Legorjus (1991), Sendji-field - People's Republic of Congo, Congo Basin, in Foster, N.H., and Beaumont, E.A., eds., *Treatise of petroleum geology, Atlas of oil and gas fields - Structural traps V: Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists* 121-149.
- Bauer, K., et al. (2000), Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *Journal of Geophysical Research*, 105(B11), 25,829-825,853.
- Bauer, K., et al. (2000), Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies, *Journal of Geophysical Research*, 105(B11), 25,829-825,853.
- Bauer, K., et al. (2003), Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 65-80.
- Beaumont, C., et al. (2000), Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 29-55, John Wiley & Sons, LTD.
- Beauvais, A., et al. (2008), Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides, *J. Geophys. Res.*, 113, F04007.
- Behn, M. D., et al. (2004), Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume, *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 259-274.

- Bell, D. R., et al. (2003), Mesozoic thermal evolution of the southern African mantle lithosphere, *Lithos*, 71(2-4), 273-287.
- Benkhelil, J. (1988), Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigeria). *Bull. Centres. Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitaine*, 12, 29-128.
- Benkhelil, J., et al. (2002), Lithostratigraphic, geophysical and morpho-tectonic studies of the South Cameroon shelf, *Marine and Petroleum Geology*, 19, 499-517.
- Biessy, G., et al. (2008), Fast and partitioned postglacial rebound of southwestern Iceland, *Tectonics*, 27.
- Boldreel, L. O., and M. S. Andersen (1998), Tertiary compressional structures on the Faroe-Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses, *Tectonophysics*, 300, 13-28.
- BONNET, S., et al. (1998), Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 327(4), 245-251.
- Bonnet, S., and A. Crave (2003), Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography, *Geology*, 31(2), 123-126.
- Boulangé, B., and G. Millot (1988), La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain, *Sciences Géologiques, Bulletin, Strasbourg*, 41, 113-121.
- Boulton, G. S., and A. S. Jones (1979), Stability of temperate ice sheets resting on beds of deformable sediment, *Journal of Glaciology*, 24, 29-43.
- Bourgeois, O., et al. (2005), Rifting above a mantle plume: the Icelandic Plateau, *Geodinamica acta*, 18/1, 56-80.
- Braucher, R., et al. (2000), Application of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon, *Chemical Geology*, 170(1-4), 95-111.
- Brice, S. E., et al. (1982), Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola, in *Studies in continental margin geology*, edited by J. S. Watkins and C. L. Drake, pp. 5-18, American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, Oklahoma.
- Brink, A. H. (1974), Petroleum Geology of Gabon Basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 216-235.
- Brognon, G., and G. Verrier (1966), Tectonique et sédimentation dans le bassin du Cuanza (Angola), in *Bassins sédimentaires du littoral africain*, edited by D. Reyre, pp. 207-252, Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris.
- Brognon, G., G., and G. Verrier, R. (1966), Oil and geology in Cuanza Basin of Angola, *A.A.P.G. Bull.*, 50, 108-158.
- Brown, R. W., et al. (1994), Apatite fission track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development, in *Process models and theoretical geomorphology*, edited by M. J. Kirkby, John Wiley & Sons Ltd.
- Brown, R. W., et al. (2000), Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in *Geomorphology and global tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 255-281, John Wiley & Sons, LTD.
- Brown, R. W., et al. (2000), Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, *Geomorphology and global tectonics*, 255-281.

- Brown, R. W., et al. (2002), Denudation history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology, *Journal of Geophysical Research*, 107, B12, 2333, doi:2310.1029/2001JB000745.
- Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier (2006), Geology and Total petroleum systems of the West - central Coastal Province (7203), West Africa, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2207-B, 52.
- Brun, L., et al. (1983), Etude biostratigraphique - Micropaléontologie - Palynologie du puits MUN1-X, bassin de Rio del Rey, 12 pp, Total, Cameroun.
- Brun, M. V. L., and F. Lucazeau (1988), Subsidence, extension and thermal history of the West African margin in Senegal, *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 204-220.
- Brun, J.-P. (1999), Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Phil. Trans R. Soc. Lond.*, 357, 695-712.
- Bullard, E., et al. (1965), The fit of the continents around the atlantic, in *A symposium on continental drift*, edited by P. M. S. Blackett, et al., Royal Society of London, London.
- Burbank, D. W., and N. Pinter (1999), Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processus., *Basin Res.*, 11, 1-6.
- Burbank, D. W., et al. (2003), Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas, 426(6967), 652-655.
- Burke, K. (1972), Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in developments of the Niger Delta, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56, 1975-1983.
- Burke, K., and J. F. Dewey (1974), Two plates in Africa during the Cretaceous?, *Nature*, 249, 313-316.
- Burke, K. (1996), The African Plate, *South African Journal of Geology*, 99(4), 341-409.
- Burrough, S. L., et al. (2007), Multiphase Quaternary highstands at Lake Ngami, Kalahari, northern Botswana, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253(3-4), 280-299.
- Castellano, M. C., et al. (2001), High-density turbiditic facies in the Miocene deposits of the Quifangondo Formation outcropping near Cabo Ledo (Kwanza Basin, Angola), *African Geoscience Review*, 8, 67-78.
- Catuneanu, O. (2006), Principles of Sequence Stratigraphy- 1ère éd., Elsevier, Amsterdam, 375.
- Champetier de Ribes, G., and M. Aubagues (1956), Notice explicative sur la feuille de Yaoundé ouest (1/500 000). *D.M.G., Yaoundé*, 35.
- Chardon, D., et al. (2006), Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on West African margin?, *Geomorphology*, 82, 273-282.
- Ciampo, G., et al. (2001), Stratigraphic and sedimentological characters of the Luanda formation, in the succession outcropping around Luanda (Kwanza basin, Angola), *Africa Geoscience Review*, 8(1 & 2), 127-140.
- Clemson, J., et al. (1997), Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin, *Journal of the Geological Society, London*, 154, 477-482.
- Cloetingh, S. A. P. L. (1988), Intraplate stresses: a new element in basin analysis, in *New perspectives in basin analysis*, edited by K. L. Kleinspehn and C. Paola, pp. 205-230, Springer Verlag, New York.
- Cloetingh, S., et al. (1990), Plate reorganisation: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic?, *Journal of the Geological Society, London*, 147, 495-506.
- Cloetingh, S., et al. (1999), Basin dynamics and basin fill: models and constraints, *Tectonophysics*, 315(1-4), 1-13.

- Cobbold, P. R., et al. (2001), Reactivation of an obliquely-rifted margin. Campos and Santos basins, SE Brazil, *American Association of Petroleum Geologists*, 85(11), 1925-1944.
- Cochran, J. R. (1983), Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 66, 289-302.
- Cochran, J. R. (1988), Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the northern Somali Basin gravity and geoid low, *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11 985-912 008.
- Cockburn, H. A. P., et al. (2000), Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach, *Earth and Planetary Science Letters*, 179(3-4), 429-435.
- Coffin, M. F., and O. Eldholm (1992), Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces, in *Magmatism and the causes of continental break-up*, edited by B. C. Storey, et al., pp. 17-30, Geological Society Special Publications, London.
- Colin, F., et al. (2005), First $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of lateritic manganese pisolites: Implications for the Palaeogene history of a West African landscape, *Earth and Planetary Science Letters*, 238, 172-188.
- Conrad, C. P., and M. Gurnis (2003), Seismic tomography, surface uplift, and the break-up of Gondwanaland: integrating mantle convection backward in time, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(doi:10.1029/2001GC000299), 1031.
- Courel, L., et al. (1991), Lithostratigraphie - Des unités lithologiques aux unités génétiques - Stratigraphie, terminologie française. In Rey, J.(ed): Stratigraphie. Terminologie française, *Bull. Centres Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*, 19, 7-36.
- Coward, M. P., et al. (1999), The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins, in *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, edited by N. R. Cameron, et al., pp. 101-131, Geological Society London, Special Publications.
- Cox, K. G. (1989), The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns, *Nature*, 342, 873-877.
- Cox, K. G. (1992), Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in *Magmatism & Causes of Continental Break-up*, edited by D. Storey, et al., pp. 137-148, Geological Society Special Publications, London.
- Cramez, C., and M. P. A. Jackson (2000), Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola, *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 1095-1109.
- Cross, T. A. (1991), High-resolution stratigraphic correlation from the perspectives of base-level cycles and sediment accommodation. In: Dolson, J. (Ed.), Unconformity Related Hydrocarbon Exploration and Accumulation in Clastic and Carbonate Settings, short course notes. , *Rocky Mountain Association of geologists*, 28-41.
- Curie, D. (1984), Ouverture de l'Atlantique Sud et discontinuité intraplaque : une nouvelle analyse., Thèse de IIIème cycle. Université de Brest , Brest, France (unpubl.). thesis.
- Dailly, G. C. (1982), Slope reajustment during sedimentation on continental margins, in *Studies in continental margin geology*, edited by J. S. Watkins and C. L. Drake, pp. 593-608, American Association of Petroleum Geologist Memoirs, Tulsa.
- Dailly, G. C. (2000), Tectonic and stratigraphic development of the Rio Muni Basin, Equatorial Guinea: the role of transform zones in Atlantic basin evolution, in *Atlantic rifts and continental margins*, edited by W. Mohriak and M. Talwani, pp. 105-128, American Geophysical Union Geophysical Monograph Series.

- Dauteuil, O., et al. (2009), Visages du continent africain, *Commission de la carte Géologique du Monde*, 52.
- Davis, W. M. (1899), The geographical cycle, *Geographical Journal*, 14, 481-504.
- De Ploey, J., et al. (1968), Sédimentologie et origine des sables de la série des sables ocres et de la série des "grès polymorphes" (Système du Kalahari) au Congo occidental, *Annales du Musée royal de l'Afrique centrale - Tervuren, Belgique - Sciences géologiques*, 61, 1-72.
- de Vera, J., et al. (2010), Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia, *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 223-237.
- Debelmas, J., and G. Mascle (2000), *Les grandes structures géologiques*, Paris.
- Doré, A. G., and E. R. Lundin (1996), Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin: nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration, *Petroleum Geoscience*, 2, 299-311.
- Doucoure, C. M., and M. J. de Wit (2003), Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa, *Journal of African Earth Sciences*, 36(4), 371-388.
- Duarte-Morais, M. L., et al. (2001), Evidences from the area around Benguela (Angola) of a peculiar tectonic activity in the late Cretaceous, *Africa Geoscience Review*, 8(1 & 2), 57-66.
- Duval, B., et al. (1992), Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola, *Marine and Petroleum Geology*, 9, 389-404.
- Einsele, G. (1992), Sedimentary basins. Depositional rhythms and cyclic sequences. Evolution, facies and sediment budget., *Springer-Verlag, Berlin*, 628.
- Eldholm, O., et al. (2000), Atlantic volcanic margins: a comparative study, in *Dynamics of the Norwegian margin*, edited by A. Nottvedt, pp. 411-428, Geological Society of London, Special Publications.
- Ewart, A., et al. (2002), The Cretaceous Messum igneous complex, S.W. Etendeka, Namibia: reinterpretation in terms of a down-sag-cauldron subsidence model, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 251-273.
- Faure, S., et al. (1996), State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New England-Quebec igneous province, *Tectonophysics*, 255, 111-134.
- Fejerskov, M., and C. Lindholm (2000), Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress-generating mechanisms, in *Dynamics of the Norwegian Margin*, edited by A. Nottvedt, pp. 451-467, Geological Society of London, Special Publications.
- Fjeldskaar, W., et al. (2000), Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia, *Quaternary Science Reviews*.
- Fleming, K., and K. Lambeck (2004), Constraints on the Greenland Ice Sheet since the Last Glacial Maximum from sea-level observations and glacial-rebound models, *Quaternary Science Reviews*, 23(9-10), 1053-1077.
- Forte, A. M., et al. (2010), Joint seismic-geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints.
- François, D., et al. (1991), Cadre structural et sédimentaire des bassins côtiers du Bas Congo et la Kwanza, *Rapport Interne Elf, EP/S/EXP/N°91/265 ANG*.
- Franks, S., and A. E. M. Nairn (1973), The equatorial marginal basins of West Africa. In Stehli, F.G., Nairn A.E.M. and Kanes, W.H. Ed., *The Ocean basins and margins*, Plenum Press, New York, 301-350.

- Frindt, S., et al. (2004), Petrogenesis of the Gross Spitzkoppe topaz granite, central western Namibia: a geochemical and Nd–Sr–Pb isotope study, *Chemical Geology*, 2006(1-2), 43-71.
- Gallagher, K., et al. (1994), The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data, *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 18117-18145.
- Gallagher, K., et al. (1995), Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin, *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 65-77.
- Gallagher, K., and R. Brown (1997), The onshore record of passive margin evolution, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 451-457.
- Gallagher, K., et al. (1998), Fission track analysis and its applications to geological problems, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 26, 519-572.
- Gallagher, K., and R. Brown (1999), The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, edited by N. R. Cameron, et al., pp. 41-53, Geological Society of London, Special Publications.
- Gallagher, K., and R. Brown (1999), The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in *The oil and gas habitats of the South Atlantic*, edited by N. R. Cameron, et al., pp. 41-53, Geological Society of London, Special Publications.
- Galloway, W. E. (1989), Genetic stratigraphic sequences in Basin Analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, 125-142.
- Gardner, T. W. (1983), Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 664-672.
- Gardner, T. W. (1989), Neotectonism along the Atlantic passive continental margin: A review, *Geomorphology*, 2, 71-97.
- Gay, A. (2002), Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. Exemples dans le bassin du Congo.
- Geoffroy, L. (2001), The structure of volcanic margins: some problematics from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system, *Marine and Petroleum Geology*, 18, 463-469.
- Geoffroy, L. (2005), Volcanic passive margins, *Comptes Rendus Geosciences*, 337(16), 1395-1408.
- Geze, B. (1943), Géographie physique et géologie du Cameroun occidental, *Mém. Mus. nation. Hist. nat.*, XVII, 1-271.
- Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield (1990), Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards, *Nature*, 346, 739-742.
- Gilchrist, A. R., et al. (1994), Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: implications for the controls on landscape development from observation and numerical experiments, *Journal of Geophysical Research*, 99, 12,211-12,228.
- Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield (1994), Tectonic models of passive margin evolution and their applications for theories of long term landscape development, in *Process models and theoretical geomorphology*, edited by Kirkby, pp. 55-84, John Wiley and Sons, London.
- Gladchenko, T. P., et al. (1997), South Atlantic volcanic margins, *Journal of the Geological Society, London*, 154, 465-470.

- Gladchenko, T. P., et al. (1998), Namibia volcanic margin, *Marine Geophysical Researches*, 20(4), 313-341.
- Gleadow, A. J. W., and R. W. Brown (2000), Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 57-75, John Wiley & Sons Ltd.
- Goldrich, G., and G. Bishop (1993), Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: an example from southeastern Australia, *J. Geol.*, 103(227-231).
- Goscombe, B., and D. R. Gray (2007), The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrane and tectonic signification, *Precambrian Research*, 155, 139-158.
- Grandin, G. (1976), Aplanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest, *Mémoire de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM)*, 82, 275.
- Grandin, G., and M. Thiry (1983), Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération, *Cahiers de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, série Géologie, XIII*, 3-18.
- Grunet, N. (2005), Namibia Fascination of geology. A travel handbook, *Klaus Hess Publishers*, 198.
- Guillocheau, F. (1995), Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles, *C. R. Acad Sci. Paris*, 320, 1141-1157.
- Guiraudie, C. (1953), Rapports de tournée (multigr.). Dir. Mines Géol. Cameroun, Yaoundé.
- Gumbrecht, T., et al. (2004), Forecasting the spatial extent of the annual flood in the Okavango delta, Botswana, *Journal of Hydrology*, 290(3-4), 178-191.
- Gunnell, Y. (1998), Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions, *Global and Planetary Change*, 18(1-2), 47-57.
- Gunnell, Y., and L. Fleitout (2000), Morphotectonic evolution of the Western Ghats, India, in *Geomorphology and global tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 323-338, John Wiley & Sons, Chichester.
- Gunnell, Y., et al. (2003), Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology, *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2), 187-201.
- Gurnis, M., et al. (2000), Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 1999GC000035.
- Haapala, I., et al. (2007), Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume, *Lithos*, 97(1-2), 174-192.
- Hack, J. T. (1973), Stream-profile analysis and stream-gradient index *U.S. Geol. Surv. J. Res.*, 1, 421-429.
- Haddon, I. G. (2000), Kalahari group sediments, in *The Cenozoic of Southern Africa*, edited by T. C. Partridge and R. R. Maud, pp. 173-181, University Press, Oxford.
- Haddon, I. G., and T. S. McCarthy (2005), The Mesozoic-Cenozoic interior sag basins of Central Africa: The Late Cretaceous-Cenozoic Kalahari and Okavango basins, *Journal of African Earth Sciences*, 43, 316-333.
- Hall, B. D., and N. White (1994), Origin of anomalous Tertiary subsidence adjacent to North Atlantic continental margins, *Marine and Petroleum Geology*, 11(6), 702-714.

- Hansen, K. (1992), Post-orogenic tectonic and thermal history of a rifted continental: the Scoresby Sund area, East Greenland, *Tectonophysics*, 216, 309-326.
- Haq, B. U., et al. (1988), Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles - Sea-level changes: an integrated approach, *Society of Economic paleontologists and mineralogists Special Publication* 42, 71-108.
- Hardenbol, J., et al. (1997), Mesozoic-Cenozoic sequence chronostratigraphic chart, in *Sequence stratigraphy of Europeans Basins*, edited by P. C. de Gracieny, et al., SEPM Special Publication.
- Heine, K. (1987), Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Süd-westafrika Namibia. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, *Stuttgart*, 66.
- Helland-hansen, W., and O. J. Martinsen (1996), Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios, *J. Sedim. Geol.*, 66(4), 670-688.
- Helland-hansen, W., and G. J. Hampson (2009), Trajectory analysis: Concepts and applications, *Basin Res.*, 21, 454-483.
- Hendriks, B. (2003), Cooling and denudation of the Norwegian and Barents Sea margins, Northern Scandinavia constrained by apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology, 177 pp, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Holland, W. N., and G. Pickup (1976), Flume study of knickpoint development in stratified sediment, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 76-82.
- Homewood, P., et al. (1992), Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée., *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 16, 375-381.
- Homewood, P., et al. (1999), *Best practice in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers*, 81 pp., Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mem.
- Homewood, P., et al. (2000), Vade-mecum de stratigraphie séquentielle, *Elf EP*, 25, 81.
- Hudec, M. R., and M. P. A. Jackson (2002), Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola, *Geological Society of America Bulletin*, 114(10), 1222-1244.
- Hunt, D., and M. E. Tucker (1992), Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall, *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
- Hunter, D. R., and D. A. Pretorius (1981), Structural Framework. In: Hunter, D.R. (ED): Precambrian of the Southern Hemisphere, *Elsevier, Amsterdam*, 397-419.
- Ingolfsson, O., et al. (1995), Rapid isostatic rebound in southwestern Iceland at the end of the last glaciation, *Boreas*, 24, 245-259.
- Jackson, M. P. A., et al. (2000), Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 477-498.
- Jackson, C. A. L., et al. (2005), Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt, in *Sedimentology*, edited, pp. 313-338.
- Jacobs, J., et al. (2008), The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia, *Precambrian Research*, 160(1-2), 142-158.

- Japsen, P., and J. A. Chalmers (2000), Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview, *Global and Planetary Change*, 24, 165-173.
- Japsen, P., et al. (2006), Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 330-339.
- Jelsma, H. A., et al. (2004), Preferential distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of Southern Africa, *South African Journal of Geology*, 107(1-2), 301-324.
- Jermannaud, P. (2008), Les systèmes sédimentaires Plio-Pleistocènes de la partie est-offshore du Delta du Niger, de la Plaine Deltaïque à la Plaine Abyssale. Interactions sédimentation-déformation, 235 pp, Rennes 1, Rennes.
- Jerram, D. A., and M. Widdowson (2005), The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism, *Lithos*, 79(3-4), 385-405.
- Jervey, M. T. (1988), Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions, in *Sea-level changes : an integrated approach*, edited by C. K. Wilgus, et al., pp. 47-69, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Public.
- Johnson, M. R., et al. (1996), Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: an overview, *Journal of African Earth Sciences*, 23(1), 3-15.
- Jubril, M. A., and L. C. Amajor (1991), The Afam clay Member: a lower Miocene incised channel in the South-eastern Niger Delta., *Marine and Petroleum Geology*, 8, 163-173.
- Karlstrom, K. E., et al. (2008), Model for tectonically driven incision of the younger than 6 Ma Grand canyon *The Geological Society of America, Geology*, 36(11), 835-838.
- Karner, G. D., and N. W. Driscoll (1997), Three-dimensional interplay of advective and diffusive processes in the generation of sequence boundaries, *Journal of Geological Society London*, 154, 443-449.
- King, L. C. (1962), *Morphology of the Earth : a study and synthesis of world scenery*, 726 pp., Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh.
- King, L. C. (1967), *The morphology of the earth: A study and synthesis of world Scenery*, 2nd ed. , Olivier and Boyd, Edinburgh, Scotland.
- Kjemperud, A. (1986), Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, Central Norway, *Boreas*, 15, 61-82.
- Kohn, B. P., et al. (2005), Visualizing Thermotectonic and Denudation Histories Using Apatite Fission Track Thermochronology, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58, 527-565.
- Lasserre, M. (1961), Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun central), *Terr. Cameroun Bull. Dir. Mines Géol*, 4, 130.
- Lavier, L., et al. (2000), An improved method of reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: application to the cenozoic tectonic and sedimentary history of the Congo margin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84(7), 923-939.
- Lavier, L. L., et al. (2001), Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin, *Marine Geology*, 178(1-4), 63-80.
- Lawrence, S. R., et al. (2002), Regional geology and geophysics of the eastern Gulf of Guinea (Niger to Rio Muni). Special section: West Africa, *The Leading Edge*, 21, 1112-1117.
- Le Pichon, X. (1968), Sea-floor spreading and continental drift., *J. Geophys. Res.*, 73, 3661-3699.
- Lehner, P., and P. A. C. De Ruiter (1977), Structural history of Atlantic margin of Africa, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 961-981.

- Leroy, M., et al. (2007), Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modelling., *Geophysical Journal International*, 172(1), 464-476.
- Leturmy, P., et al. (2003), Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance., *Journal of Geophysical Research*, 108, 2383-2396.
- Light, M. P. R., et al. (1991), Sismostratigraphie, stratigraphie séquentielle et tectonique de l'offshore de la Namibie, in *Géologie Africaine*, edited, pp. 77-97, Coll. Géol. Libreville, recueil des communications, 6-8 May 1991.
- Lima, C. (1999), Expressions topographiques et structurales de l'état de compression généralisée au sein de la plaque sud-américaine, 370 pp, Université de Rennes1, Rennes.
- Lithgow-Bertelloni, C., and M. A. Richards (1998), The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions, *Reviews of Geophysics*, 36, 27-78.
- Lithgow-Bertelloni, C., and P. G. Silver (1998), Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell, *Nature*, 395, 269-272.
- Loule, J. P., et al. (1997), Timing of the communication between the South and Central Atlantic using palynological data from eight wells in the Douala/Kribi-Campo basin, Cameroon. In: Second Annual conference IGCP Projet 381 (South Atlantic Mesozoic Correlations). Yaoundé, Cameroon, 8-13.
- Lunde, G., et al. (1992), Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola, in *Géologie Africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des Communications*, 6-8 May 1991, edited, pp. 99-117, Elf-Aquitaine Editions, Pau.
- Lundin, E., and A. G. Dore (2002), Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 19(1), 79-93.
- Manga, C. S. (2008), Stratigraphy, structure and prospectivity of the Southern onshore DOuala Basin, Cameroon- Central African, *Africa Geoscience Review*, 13-37.
- Marsh, J. S., and S. C. Milner (2007), Stratigraphic correlation of the Awahab and Tafelberg Formations, Etendeka Group, Namibia, and location of an eruptive site for flood basalt volcanism, *Journal of African Earth Sciences*, 48(5), 329-340.
- Martin, D. (1970), Quelques aspects des zones de passage entre surfaces d'aplanissement du Centre-Cameroun, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII,n°2, 219-229.
- Martin, A. K. (1984), Propagating Rifts: Crustal extension during continental rifting., *Tectonics*, 3(6), 611-617.
- Martinod, J., and P. Davy (1992), Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere. 1. Deformation modes from an analytical perturbation method., *Journal of geophysical Research*, 97(B2), 1999-2014.
- Marton, L. G., et al. (2000), Evolution of the Angolan passive margin, West Africa with emphasis on post-salt structural styles, in *Atlantic rifts and continental margins*, edited by W. Mohriak and M. Talwani, pp. 129-149, American Geophysical Union Geophysical Monograph Series.
- Mauduit, T., et al. (1997), Raft tectonics: the effects of basal slope and sedimentation on progressive extension., *J. Struct. Geol.*, 19(9), 1219-1230.
- Maurin, J. C., and R. Guiraud (1993), Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African rift system, *Tectonophysics*, 228, 81-95.
- McGinnis, J. P., et al. (1993), Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: implications for relative sea-level change, *Geology*, 21, 893-896.

- McKenzie, D. (1978), Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Merritts, D. J., et al. (1994), Long River profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces, *J. Geophys. Res.*, 99, 14031-14050.
- Merzerand, G. (1992), Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint: exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du bassin de Paris. Thèse de Doctorat-ULP Strasbourg, 164 pp.
- Meyers, J. B., et al. (1996), Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and North Gabon basins, West Africa, *Marine and Petroleum Geology*, 13, 791-835.
- Miall, A. D. (1997), *The geology of sequence stratigraphy*, 434 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- Miller, J. R. (1991), The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in South-Central Indiana, *J. Geol.*, 99, 591-605.
- Miller, R. M. (1992), The stratigraphy of Namibia, 33 pp, Ministry of Mines and Energy. Geological Survey of Namibia.
- Miller, R. M. (1997), The Owanbo Basin of Northern Namibia, in *African basins. Sedimentary basins of the world*, edited by R. C. Selley, pp. 237-268, Elsevier, Amsterdam.
- Mingram, B., et al. (2000), A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components, *Lithos*, 54(1-2), 1-22.
- Mitchum, R. M. J., et al. (1977), Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis- In seismic stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration (C.E.Payton,ED.), *A.A.P.G. men*, 26, 53-62.
- Mohriak, W. U., et al. (2000), Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil, in *Petroleum systems of South Atlantic margins*, edited by M. R. Mello and B. J. Katz, pp. 273-300, AAPG Memoir 73.
- Montadert, L., et al. (1979), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, *U.S. Government Printing office, Washington DC*, 48.
- Morgan, W. J. (1983), Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic, *Tectonophys.*, 94, 317-334.
- Mougamba, R. (1999), Chronologie et Architecture des systèmes turbiditiques cénoïque du prisme de l'Ogooué (marge Nord-Gabon). 219 pp.
- Moulin, M. (2003), Etude géologique et géophysique dees marges continentales passives : exemples du Zaïre et de l'Angola, PhD Thesis thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Nash, D. J., et al. (2006), Holocene environmental change in the Okavango Panhandle, northwest Botswana, *Quaternary Science Reviews*, 25(11-12), 1302-1322.
- Nguene, F. R., et al. (1992), Palaeoenvironments of the Douala and Kribi/Campo subbasins in Cameroon, West Africa, in *Géologie Africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des Communications*, 6-8 May 1991, edited, pp. 129-139, Elf-Aquitaine Editions, Pau.
- Ni, S., et al. (1999), Low-velocity structure beneath Africa from forward modeling, *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4), 497-507.
- Ni, S., et al. (2002), Sharp sides to the African superplume, *Science*, 296, 1850-1852.

- Ntamak-Nida, M.-J., et al. (2008), Depositional environments and characterization of the organic matter of the lower Mundeck Formation (Barremian?-Aptian) of the Kribi-Campo sub-basin (South Cameroon): Implications for petroleum exploration, *Journal of African Earth Sciences*, 51, 207-219.
- Ntamak-Nida, M.-J., et al. (2010), Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon), *Journal of African Earth Sciences*, *In review*.
- Nürnberg, D., and R. D. Müller (1991), Tectonic evolution of South Atlantic from late Jurassic to present, *Tectonophysics*, 191, 27-53.
- Nyblade, A. A., and S. W. Robinson (1994), The African Superswell, *Geophysical Research Letters*, 21(9), 765-768.
- Nyblade, A. A., et al. (2000), Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa, *Geology*, 28(7), 599-602.
- Nyblade, A. A., and N. H. Sleep (2003), Long lasting epeirogenic uplift mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(12), 1105, doi 1110.1029/2003GC0000573.
- Oba, A. O. (2001), Stratigraphy of Sergipe-Alagoas (Brazil), Douala, Rio Muni, and Gabon (west Africa) sedimentary basins (Aptian-Albian interval): Columbia, S.C., Departement of Geological Sciences, University of South Carolina, 16.
- Ollier, C. D. (1977), Outline geological and geomorphic history of the Central Namib Desert, *Madoqua*, 10, 207-212.
- Ollier, C. D. (1978), Inselbergs of the Namib Desert. Processes and history, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd. 31*, 161-176.
- Ollier, C. D. (1985), Morphotectonics of continental margins with great escarpments, in *Tectonic Geomorphology*, edited by M. Morisawa and J. T. Hack, pp. 3-25, Allen and Unwin, Boston.
- Ollier, C. D., and M. E. Marker (1985), The Great Escarpment of southern Africa, *Z. Geomorph. N. F., Suppl. 54*, 37-56.
- Onuoha, K. M. (1999), Structural features of Nigeria's coastal margin: an assessment based on age data from wells, *Journal of African Earth Sciences*, 29(3), 485-499.
- Palano, M., et al. (2008), Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169(3-4), 99-120.
- Partridge, T. C., and R. R. Maud (1987), Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic, *South African Journal of Geology*, 90(2), 179-208.
- Partridge, T. C. (1998), Of diamonds, dinosaurs and distrophism: 150 million years of landscape evolution in southern Africa, *South African Journal of Geology*, 101, 167-184.
- Partridge, T. C., and R. R. Maud (2000), Macro-scale geomorphic evolution of Southern Africa, in *The Cenozoic of Southern Africa*, edited by T. C. Partridge and R. R. Maud, pp. 3-18, Oxford University Press, Oxford.
- Pascal, C., et al. (2003), On-going post-glacial reverse faulting in Scandinavia, field evidence from Finnmark, Northern Norway, *Geophysical Research Abstracts*, 5(03980).
- Pauken, R. J. (1992), Sanaga Sud field, offshore Cameroon, West Africa. In: Halbouty, M.T.(Ed.), Giant Oil and Fields of the Decade 1978-1988, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 75(3), 651-652.

- Pautot, G., et al. (1973), Morphology, Limits, Origin, and Age of Salt Layer along South Atlantic African Margin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 1658-1671.
- Persano, C., et al. (2002), Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the Southeastern Australian passive margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 79-90.
- Pether, J., et al. (2000), Deposits of the West Coast, in *The Cenozoic of Southern Africa*, edited by T. C. Partridge and R. R. Maud, pp. 73-87, University Press, Oxford.
- Petters, S. W. (1984), An ancient submarine canyon in the Oligocène-Miocène of the Western Niger Delta., *Sedim. Geol.*, 31, 805-810.
- Peulvast, J. P., et al. (1996), Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada), *Geomorphology*, 16, 5-32.
- Pickford, M. (1998), Onland Tertiary marine strata in southwestern Africa: eustasy, local tectonics and epeirogenesis in a passive continental margin setting, *South African Journal of Science*, 94, 5-8.
- Pickford, M., and B. Senut (1999), Geology and palaeobiology of the Namib desert Southwest Africa, *Geological Survey of Namibia, Memoir*, 18, 155 p.
- Pirazzoli, P. A. (1994), Climatic change and the Mediterranean: Environmental and societal impacts of climatic change and sea-level rise in the Mediterranean region : L. Jeftic, J.D. Milliman and G. Sestini (Editors). Edward Arnold, London, 1992, hardcover, XII + 673 pp., price £89.50, ISBN 0-340-55329-4, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 20(4), 343-345.
- Posamentier, H. W., et al. (1988), Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework, in *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, edited by C. K. Wilgus, et al., pp. 109-124, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.
- Posamentier, H. W., and G. P. Allen (1999), *Siliciclastic sequences stratigraphy - concepts and application*, 210 pp.
- Powell, C. M., et al. (2001), Palaeomagnetic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia, *Precambrian Research*, 10(1-4), 33-46.
- Price, S., et al. (1997), Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill O region, East Greenland, *Journal of the Geological Society, London*, 154, 419-434.
- Pugh, J. C. (1954), High level surfaces in the eastern highlands of Nigeria, *S. Afr. géogr.*, 1(36), 31-42.
- Pysklwec, R. N., and J. X. Mitrovica (1999), The role of subduction induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin, *Journal of Geology*, 107, 155-164.
- Raab, M. J. (2001), The geomorphic response of the passive continental margin of Northern Namibia to Gondwana break-up and global scale tectonics, 261 pp, Université Georg-August, Göttingen, Thèse de Doctorat.
- Raab, M. J., et al. (2002), Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis, *Tectonophysics*, 349, 75-92.
- Raab, M. J., et al. (2002), Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis, *Tectonophysics*, 349, 75-92.
- Rabinowitz, P., and J. LaBrecque (1979), The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins, *J. Geophys. Res.*, 84(B11), 5973-6002.
- Ransome, I. G. D., and M. J. de Wit (1992), Preliminary investigations into a microplate model for the South Western Cape, in *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of*

- Southern Africa*, edited by M. J. de Wit and I. G. D. Ransome, pp. 257-267, Balkema, Rotterdam, Holland.
- Reed, J. C. (1981), Disequilibrium profile of the Potomac River near Washington D.C. - A result of lowered base level or Quaternary tectonics along the Fall line, *Geology* 9, 445-450.
- Regnault, J. M. (1986), *Synthèse géologique du Cameroun*, 119 pp., Yaoundé.
- Reyre, D. (1966), Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun), in *Bassins sédimentaires du littoral africain*, edited by D. Reyre, pp. 143-161, Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris.
- Reyre, D. (1984), Caractère pétrolier et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du Bassin Bas-Congo - Gabon, *Bull. Centres Rech. Explo. Prod. Elf*, 8, 303-332.
- Ritsema, J., et al. (1998), Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa, *Geophysical Research Letters*, 25, 4245-4248.
- Robin, C. (1997), *Mesure stratigraphique de la déformation : application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris*, 293 pp., Mémoires de Géosciences Rennes, Rennes.
- Roch, E. (1953), Itinéraires géologiques dans le Nord Cameroun et le Sud-Ouest du territoire du Tchad, *Bull. Serv. Mines Cameroun*, 1, 110.
- Ross, D. (1993), Geology and hydrocarbon potential of Rio Muni area, Equatorial Guinea
Oil and Gas Journal, 91, 96-100.
- Rostami, K., et al. (2000), Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina : comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1495-1525.
- Rouby, D., et al. (2009), Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150 My: An evaluation from sedimentation/denudation balance, *Marine and Petroleum Geology*, 26, 782-794.
- Sahagian, D. (1988), Epirogenic motions of Africa as inferred from cretaceous shoreline deposits, *Tectonics*, 7, 125-138.
- Saugy, L., and J. A. Eyer (2003), Fifty years of exploration in the Niger Delta (west Africa), in *Giant oil and gas fields of the decade 1990-1999*, edited by M. T. Halbouty, pp. 211-226, AAPG memoir.
- Schiefelbein, C. F., et al. (2000), Geochemical comparison of crude oil along the South Atlantic margins. In: M.R. Mello and B.J. Katz, (eds), petroleum systems of South Atlantic margins, *A.A.P.G.*, 73, 15-26.
- Schlumberger, S., et al. (1983), *Well Evaluation Conference Afrique de l'Ouest - Géologie*, 70 pp., Schlumberger.
- Schmitt, A. K., et al. (2000), Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites, *Journal of Petrology*, 41(8), 1207-1239.
- Schmitz, M. D., and S. A. Bowring (2003), Ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoproterozoic Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa, *Geological Society of America Bulletin*, 115, 533-548.
- Schneider, G. (2004), *The roadside geology of Namibia*, Gebrüder Borntraeger, Berlin.

- Schoene, B., and S. A. Bowring (2007), Determining accurate temperature-time paths from U-Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(1), 165-185.
- Schumm, S. A., et al. (1987), Experimental fluvial geomorphology, *J. Wiley & sons, New York*, 413.
- Scotese, R. C., et al. (1988), Plate tectonics reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins, *Tectonophys.*, 155(27-48).
- Seeber, L., and V. Gornitz (1983), River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics, *Tectonophys.*, 92, 335-367.
- Ségalen, P. (1967), Les sols et la géomorphologie du Cameroun *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 2, 137-188.
- Seidl, M. A., and W. E. Dietrich (1992), The problem of channel erosion into bedrock, *Catena suppl.*, 23, 101-124.
- Séranne, M., et al. (1992), Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163(2), 135-146.
- Séranne, M., and C. R. Nzé Abeigne (1999), Oligocene to Holocene sediment drift and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa). Consequences for sedimentation and southeast Atlantic upwelling, *Sedim. Geol.*, 128, 179-199.
- Shaw, P. A., and D. S. G. Thomas (1996), The Quaternary Palaeoenvironmental history of the Kalahari, Southern Africa, *Journal of Arid Environments*, 32(1), 9-22.
- Shaw, P. A., et al. (2003), Holocene fluctuations of Lake Ngami, Middle Kalahari: chronology and responses to climatic change, *Quaternary International Late Quaternary environmental change in African Drylands*, 111(1), 23-35.
- Siesser, W. G. (1980), Late Miocene origin of the Benguela upwelling system off Northern Namibia, *Science*, 208, 283-285.
- Sigmundsson, F., et al. (1995), Rift-transform kinematics in south Iceland: deformation from Global Positioning System measurements, 1986-1992, *Journal of Geophysical Research*, 100, 6235-6248.
- Skogeseid, J. (2001), Volcanic margins: geodynamic and exploration aspects, *Marine and Petroleum Geology*, 18, 457-461.
- Smith, A. G. (1982), Late Cenozoic uplift of stable continents in a reference frame fixed to South America, *Nature*, 296, 400-404.
- Snow, R. S., and R. L. Slingerland (1987), Mathematical modeling of graded river profiles, *J. Geol.*, 95, 15-33.
- Snyder, N. P., et al. (2002), Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics, *Basin Res.*, 14, 105-127.
- Spathopoulos, F. (1996), An insight on salt tectonics in the Angola basin, South Atlantic, in *Salt Tectonics*, edited by G. I. Alsop, et al., pp. 153-174, Geol. Soc. London Spec. Pub., London.
- Standlee, L. A., et al. (1992), Controlling factors in the initiation of the South Atlantic rift system, in *Géologie Africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des Communications, 6-8 May 1991*, edited, pp. 141-152, Elf-Aquitaine Editions, Pau.
- Steward, J., et al. (2000), Three-dimensional analysis and gravity modelling of the continental margin offshore Namibia, *Geophysical Journal International*, 141, 724-746.

- Stollhofen, H., et al. (1998), Tectonic and volcanic controls on Early Jurassic rift-valley lake deposition during emplacement of Karoo flood basalts, southern Namibia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140(1-4), 185-215.
- Storey, M., et al. (1995), Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India, *Science*, 267, 852-855.
- Strahler, A. N. (1952), Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63, 1117-1142.
- Stuevold, L. M., and O. Eldholm (1996), Cenozoic uplift of fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin, *Global and Planetary Changes*, 12, 359-386.
- Sturkell, E., et al. (2008), Multiple volcano deformation sources in a post-rifting period: 1989-2005 behaviour of Krafla, Iceland constrained by levelling, tilt and GPS observations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2), 405-417.
- Summerfield, M. A. (1991), *Global geomorphology, an introduction to the study of landforms*, 537 pp., Prentice Hall.
- Summerfield, M. A. (1991), Sub aerial denudation of passive margins, regional elevation versus local relief models, *Earth Planet. Sci. Letters*, 102, 460-469.
- Tamfu, S. F., et al. (1995), Geological setting, stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Douala Basin, Cameroon, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 79(13), 95.
- Tankard, A. J., et al. (1982), *Crustal Evolution of Southern Africa : 3.8 billion years of Earth History*, 523 pp., Springer-Verlag, Berlin.
- Teisserenc, P., and J. Villemin (1990), Sedimentary basin of Gabon- Geology and oil systems. In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. (Eds.), *Divergent/Passive margin Basins.*, *Am. Assoc. Petr. Geol.* , 48, 117-119.
- Thomas, D. S. G., and P. A. Shaw (1993), The evolution and characteristics of the Kalahari, southern Africa, *Journal of Arid Environments*, 25(1), 97-108.
- Thomas, D. S. G., and P. A. Shaw (2002), Late Quaternary environmental change in central southern Africa: new data, synthesis, issues and prospects, *Quaternary Science Reviews*, 21(7), 783-797.
- Thomas, D. S. G., et al. (2003), Late Pleistocene wetting and drying in the NW Kalahari: an integrated study from the Tsodilo Hills, Botswana, *Quaternary International*, 104(1), 53-67.
- Tillement, B. (1987), Insight into Albian carbonate geology in Angola, *Bull. Canadian Petroleum Geol.*, 50, 108-158.
- Tinker, J. (2005), *Quantifying South African Uplift: Using apatite fission track thermochronology and offshore sediment volumes to test the balance between denudation (onshore) and deposition (offshore) since Gondwana break-up*, 243 pp., University of Cape Town.
- Tinker, J., et al. (2008), Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa, *Tectonophysics*, 455(1-4), 94-103.
- Trumbull, R. B., et al. (2002), Petrophysical modeling of high seismic velocity crust at the Namibian volcanic margin, in *Volcanic rifted margins*, edited by M. Menzies, et al., pp. 221-230, Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado.
- Trumbull, R. B., et al. (2004), Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis, *Lithos*, 73(1-2), 21-40.

- Truswell, J. F. (1977), Geological Evolution of South Africa, *Purnell, Cape Town*, 218.
- Tsikalas, F., et al. (2008), Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Vøring and Lofoten margin segments off mid-Norway, *Tectonophysics*, 458(1-4), 68-81.
- Tucker, G. E., and R. L. Slingerland (1994), Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, 99.
- Turner, J. P. (1995), Gravity-Driven Structures and Rift Basin Evolution: Rio Muni Basin, Offshore Equatorial West Africa, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 1138-1158.
- Turner, J. P., et al. (2008), Thermal history of the Rio Muni (West Africa)-NE Brazil margins during continental breakup, *Earth and Planetary Science Letters*, 270(3-4), 354-367.
- Unternehr, P., et al. (1988), South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America, *Tectonophysics*, 155, 169-179.
- Vail, P. R., et al. (1977), Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1 to 11, in *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*, edited by C. E. Payton pp. 49-205, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir.
- Vail, P., et al. (1991), The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview, *Cycles and Events in Stratigraphy*, 617-659.
- Van Balen, R. T., et al. (1995), The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy, *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 527-544.
- Van Dam, T. M., and J. Wahr (1998), Modeling environment loading effects: a review, *Physics and Chemistry of The Earth*, 23(9-10), 1077-1087.
- Van der Beek, P., et al. (2002), Modeling postbreakup landscape development and denudational history of the southeast African (Drakensberg escarpment) margin, *Journal of Geophysical Research*, 107(doi:10.1029/2001JB000744.).
- Van der Wateren, F. M., and S. A. P. L. Cloetingh (1999), Feedbacks of lithosphere dynamics and environmental change of the Cenozoic West Antarctic Rift System, *Global and Planetary Change*, 23, 1-24.
- Van der Wateren, F. M., et al. (1999), Contrasting Neogene denudation histories of different structural regions in the transantarctic Mountains rift flank constrained by cosmogenic isotope measurements, *Global and Planetary Change*, 23, 145-172.
- Van der Wateren, F. M., and T. J. Dunai (2001), Late Neogene passive margin denudation history--cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert, *Global and Planetary Change*, 30(3-4), 271-307.
- Van Wagoner, J. C., et al. (1988), An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions., in *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, edited by C. K. Wilgus, et al., pp. 39-45, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.
- van Wijk, J. W., and S. A. P. L. Cloetingh (2002), Basin migration caused by slow lithospheric extension, *Earth and Planetary Science Letters*, 198(3-4), 275-288.
- Vink, G. E. (1982), Continental rifting and the implications for the plate tectonic reconstructions, *Journal of Geophysical Research*, 87, 10667-10688.
- Visser, J. N. J. (1995), Post-glacial Permian stratigraphy and geography of southern and central Africa: boundary conditions for climatic medelling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 213-243.

- Walgenwitz, F. R., et al. (1992), Southwest African plate margin: Thermal history and geodynamical implications, in *Geologic evolution of Atlantic continental rises*, edited by C. W. Poag and P. C. d. Graciansky, pp. 20-45, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Ward, J. D. (1987), The Cenozoic succession in the Kuiseb Valley, central Namib Desert, *Geological Survey of South West Africa/Namibia, Memoir*, 9, 124 p.
- Weecksteen, G. (1957), Rapport préliminaire sur la bauxite de Fongo-Tongo. Dir. Mines Géol. Cameroun, Yaoundé, 17.
- Weecksteen, G. (1957), Notice explicative sur la feuille Douala-Est. Dir. Mines Géol. Cameroun, Yaoundé, 42.
- Weissel, J. K., and G. D. Karner (1989), Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension, *Journal of Geophysical Research*, 94(B10), 13,919-913,950.
- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.
- Wheeler, H. E. (1964), Baselevel Transit Cycle, *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, 623-629.
- Wheeler, H. E. (1964), Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy, *Geological Society of America Bulletin*, 75, 599-610.
- White, R., and D. McKenzie (1989), Magmatisme at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, 94(B6), 7685-7729.
- Whiteman, A. (1982), *Nigeria: its petroleum geology, resources and potential*, 382 pp., Graham & Trotman, London.
- Wigand, M., et al. (2004), Short-lived magmatic activity in an anorogenic subvolcanic complex: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ion microprobe U-Pb zircon dating of the Erongo, Damaraland, Namibia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130(3-4), 285-305.
- Wilson, J. T. (1966), Did the Atlantic close and then re-open?, *Nature*, 211, 676-681.
- Wilson, M. (1992), Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity?, in *Magmatism & Causes of Continental Break-up*, edited by D. Storey, et al., pp. 241-225, Geological Society Special Publications, London.
- Wilson, M. (1993), Plate-moving mechanisms: constraints and controversies, *Journal of the Geological Society, London*, 150(5), 923-926.
- Wolski, P., et al. (2006), Modelling of the flooding in the Okavango Delta, Botswana, using a hybrid reservoir-GIS model, *Journal of Hydrology Water Resources in Regional Development: The Okavango River*, 331(1-2), 58-72.
- Xie, X., and P. L. Heller (2009), Plate tectonics and basin subsidence history, *GSA Bulletin*, 121(1-2), 55-64.
- Ziegler, P. A., and S. Cloetingh (2004), Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth Science Reviews*, 64(1-2), 1-50.

ANNEXES

ANNEXE A

OUTILS, DONNEES ET METHODOLOGIES UTILISEES POUR GENERER DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN (MNT) : APPLICATION AU SUD DE LA NAMIBIE.

Les MNT sont des représentations numériques de terrain en termes d'altitude. La description des reliefs par les MNT constitue une nouvelle et précieuse source d'informations pour les géomorphologues et les géologues. Leur importance réside dans l'apport des cartes dérivées de ces données (surfaces d'aplanissement, ombrage, pentes, réseau hydrographique, etc...) ou encore dans le seuillage possible des altitudes pouvant aider dans la caractérisation des phénomènes naturels. L'intégration des MNT au sein des systèmes d'information géographique (SIG) étend les possibilités d'analyses dans plusieurs domaines (hydrologie, géologie, géophysique, etc.).

Plus concrètement, c'est un ensemble de cartes géographiques, géologiques, etc. que l'on manipule comme des couches de calques successives que l'on peut superposer, combiner (on peut superposer une carte géographique, une image satellitaire, les foyers des séismes, les volcans, ...).

Dans le cadre de nos travaux, nous utilisons les MNT au format maillé qui représente une structure simple avec des facilités d'analyse spatiale. Dans de tels MNT, les points X, Y et Z constituent les données initiales et forment une image matricielle du relief, où Z est l'altitude du point de coordonnées planimétriques (X, Y).

I- DONNEES

Les Modèles Numériques de Terrain dans le cadre de cette thèse, sont obtenus à partir des données de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Ces sont gratuites, simples à acquérir et demeurent les plus utilisées.

I.1 – Présentation de la mission et des données SRTM

La SRTM fut réalisée par deux organismes états-uniens : la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) ¹ du Ministère américain de la Défense. Cette mission à but cartographique, démarra le 11 février 2000 par le lancement de la navette Endeavour (STS-99) dont le rôle était d'obtenir un relevé topographique et en 3D de la surface du globe. Pour ce faire, la navette embarqua un imposant instrument d'observation de la Terre composé de deux antennes radar montées dans la soute et deux autres fixées sur un mât de 60 mètres déployés en orbite (¹).

Les données relatives à la mission possèdent les caractéristiques suivantes (²) :

- Altitude de vol: 190-270 km
- Inclinaison: 71 degrés
- Durée de vie: 11/2/2000 - 22/2/2000
soit 11 jours.

Le radar a ainsi cartographié la Terre de 50 degrés sud à 60 degrés nord par rapport à l'équateur. Il a, en plus, mesuré les ondulations des paysages de sorte que la NASA a été capable de tracer les cartes de près de 80 % des terres émergées où vit près de 95 % de la population mondiale. Un millier d'îles ont également été

¹ Sites de référence

(1) [http://www.notre-](http://www.notre-planete.info/actualites/actu_494.php)

[planete.info/actualites/actu_494.php](http://www.notre-planete.info/actualites/actu_494.php)

(2) <http://telsat.belspo.be/beo/fr/satellites/srtm.htm>

cartographiées et plusieurs de ces îles ²ne l'avaient jamais été auparavant. ⁽¹⁾

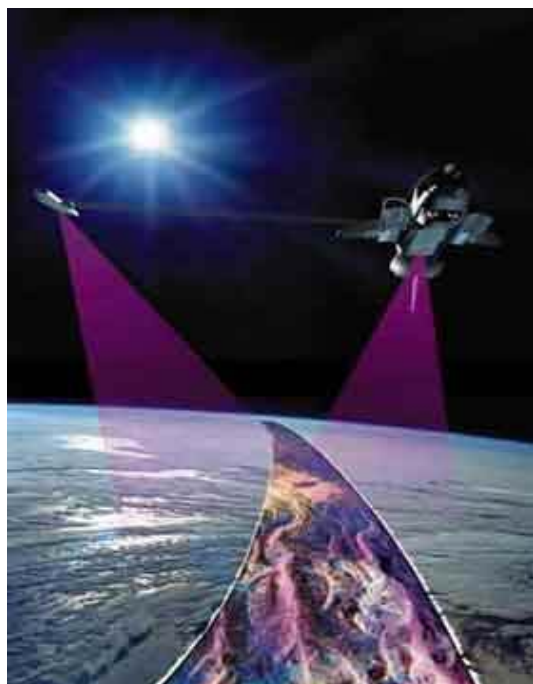


Fig.1 : Photo montrant la prise d'images par la technique d'interférométrie

L'information géographique étant devenue une donnée stratégique fort importante dans le domaine de la défense et de l'économie, la diffusion des données SRTM fut dans un premier temps interdite. Par la suite, elles furent mises en libre accès après avoir subi une altération volontaire (passage d'une résolution 30 mètres à 90 mètres).

I.2 - Principe de l'interférométrie radar

L'interférométrie radar est une technique récente de génération de modèles numériques de terrain qui combine une large couverture à une haute résolution spatiale et ceci en tout temps, de jour comme de nuit. Elle utilise des variations géométriques sub-pixeliques présentes dans les différences de phases d'images radar complexes recalées.

² Sites de référence

(1) [http://www.notre-](http://www.notre-planete.info/actualites/actu_494.php)

[planete.info/actualites/actu_494.php](http://www.notre-planete.info/actualites/actu_494.php)

(2) <http://telsat.belspo.be/beo/fr/satellites/srtm.htm>

Cette mission a utilisé pour la première fois l'interférométrie single pass. En effet, deux images radar de localisations peu différentes prises en même temps, l'une à partir du shuttle lui-même et l'autre à partir d'un mât de 60 m permettent d'obtenir des informations sur l'altitude.

Une deuxième possibilité consiste à acquérir deux images radar sur la même zone mais à des dates différentes. Les différences de temps de trajet estimées par un déphasage de l'onde radar entre les deux dates d'acquisition peuvent révéler, entre autres, des différences de distance cible-antenne comme celles induites, par exemple, par la déformation du sol.

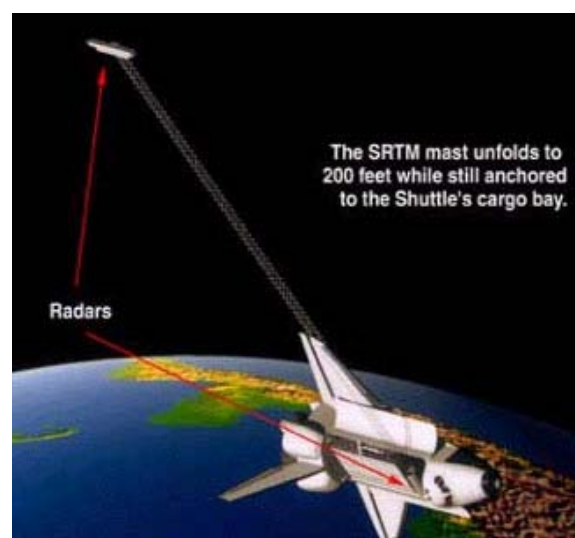


Fig.2 : Photo montrant le principe d'interférométrie single pass

I.3 - Qualité des données

Les données fournies par la NASA sont des données brutes et n'ont pas bénéficié des traitements de correction qui sont une étape nécessaire à la création des MNT. Ainsi, avec l'interférométrie radar, les zones de rivage le long des côtes sont très souvent mal interprétées et de nombreuses couvertures nuageuses subsistent sur certaines zones.

I.4 - Description des données

Parmi les MNT disponibles, on distingue trois types de fichiers :

- Les fichiers SRTM-1 qui ont une résolution 30m (1 arc seconde) et qui couvrent uniquement les Etats-Unis.
- Les fichiers SRTM-3 dont la résolution est de 90m (3 arcs seconde). Ils couvrent environ 80% des terres émergées.
- Les fichiers SRTM30 qui sont à très faible résolution (1km), mais ont en revanche une couverture mondiale.

La différence entre les données SRTM-1 et SRTM-3 réside dans leur résolution et donc leur taille : 1201x1201 points pour les SRTM-3 et 3601x3601 pour les SRTM-1. Les SRTM30 suivent elles le découpage des GTOPO30.

Toutefois, seules les cartes à 90 m de résolution sont rendues publiques. Les cartes aux résolutions les plus fines nécessiteront, en effet, une autorisation avant leur utilisation.

Les données SRTM sont disponibles dans six formats différents, résultant des divers traitements réalisés sur les données brutes (voir tableau 1 ci-dessous).

Tableau 1 : Types de format des données SRTM

| Résolution | Projection | Couverture |
|----------------------------------|--------------|------------------------------|
| 1 arc-seconde at (30 mètres) | Géographique | Format natif USGS (degré) |
| | UTM | WRS-2 Path/Row |
| 3 arcs seconde (90 mètres) | Géographique | Format natif USGS (degré) |
| | UTM | WRS-2 Path/Row |
| 30 arcs-seconde (1 kilomètre) | Géographique | Format natif USGS (degré) |
| | Géographique | Global (‘mosaïc’) |

Les données utilisées dans le cadre de nos travaux sont des données SRTM-3 en projection géographique fournies à la résolution planimétrique de 3 arcs seconds (soit 90 m). Les précisions de ces données, fournies plus précisément dans le système de coordonnées WGS84 (géoïde EGM96), sont détaillées ci-dessous :

Tableau 2 : Précisions des données SRTM

| Précisions (en mètre) | Verticales | Planimétriques |
|-----------------------|------------|----------------|
| Absolues | 16 | 60 |
| Relatives | 10 | 45 |

I.5- Acquisition des données

Quatre sources principales permettent de télécharger des données SRTM:

- la NASA : <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
- l’USGS : <http://srtm.usgs.gov/>
- le GLCF : <http://glcf.umiacs.umd.edu/>
- ou par le serveur FTP suivant : <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SWBDeast/>

Nous nous sommes servis du serveur FTP pour acquérir nos données (Google : FTP/SRTM/version 2/SRTM 3/Africa à e0srp01u.ecs.nasa.gov).

I.6 - Données brutes téléchargées

Nous avons téléchargé les données allant de la latitude 25° à la latitude 29° et de la longitude 15° à la longitude 20°, soit au total 20 tuiles (Fig.3).

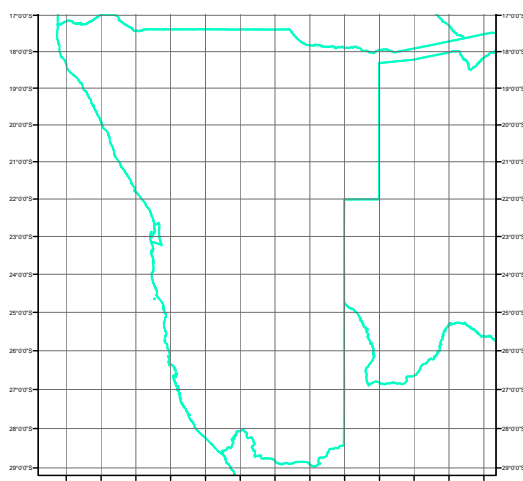


Fig.3 : Carte localisant les tuiles téléchargées pour l'analyse géomorphologique du Sud de la Namibie

II – OUTILS

Outre notre ordinateur PC, nous avons utilisé, des logiciels. Les principaux logiciels utilisés pour le traitement de nos données : ArcGIS, Alzip, Excel et KaleidaGraph, photoshop et Illustrator.

II.1- ArcGIS

C'est un logiciel de type SIG distribué par ESRI France. Il possède trois applications principales permettant de travailler dans un environnement Windows : ArcCatalog, ArcToolbox et ArcMap.

- **ArcToolbox** dispose d'outils permettant la conversion entre les fichiers et leur géoréférencement.
- **ArcCatalog** permet de gérer les fichiers correspondant à votre session de travail, il doit impérativement remplacer l'utilisation de l'explorateur Windows en ce qui concerne les objets ArcGIS.
- **ArcMap** est l'application majeure. Elle permet de créer les cartes et dispose d'un nombre important d'outils relatifs à leur conception (mode d'affichage) ou à leur présentation pour l'impression (mise en page).

II.2– Alzip

Les fichiers SRTM des fichiers compressés. Grâce à Alzip, nous les avons décompressés.

II.3– Excel et Kaleidagraph

Ce sont des logiciels tableur grapheur. Ils nous ont permis de tracer des profils topographiques transversaux et longitudinaux à partir des données de la table attributaire importées d'ArcMap.

II.4- Adobe Photoshop et Illustrator

Ces deux programmes de traitement d'images et de dessins vectoriels, ont servi à faire des copies d'écran et la mise en forme de nos cartes produites par ArcMap. Illustrator par exemple, a cet avantage de faire une représentation vectorielle des objets, ce qui les rend modifiables à chaque instant. Photoshop assure le redimensionnement en mode pixel ;

III- METHODOLOGIES DE CREATION DES MNT ET DES CARTES DERIVEES DES DONNEES SRTM

Les données utilisées (MNT et cartes dérivées) dans le cadre de nos travaux sont pour la plupart des images (bitmap, rasters...) ou des fichiers vectoriels (fichiers de forme de type « shapefile »).

Comment les obtient-on ?

III.1- Pour obtenir le MNT

Les fichiers SRTM-3 que nous utilisons sont de type **.hgt**. Ils correspondent aux caractéristiques suivantes : 1201 colonnes x 1201 lignes ; pixel codé sur un entier de type short (16 octets). Ces fichiers couvrent 1 degré par 1 degré et sont nommés « **NxxWyyy.hgt** », où Nxx et Wyy sont les coordonnées du coin

inférieur gauche en latitude de N90 à S90 et en longitude de W180 à E180.

Pour obtenir notre MNT il a fallu :

1° Ouvrir ArcMap puis créer un nouveau fichier dans lequel nous avons stocké les données brutes une fois téléchargées,

2° Un deuxième fichier a été ensuite créé dans lequel, nous avons mis les fichiers SRTM une fois dézipés,

3° Nous avons ensuite renommé ces fichiers en passant du type **.hgt** à une extension **.bil** et pour plus d'ordre nous avons consigné tous les fichiers avec l'extension **.bil** dans un nouveau dossier,

4° A l'aide d'un fichier texte éditable avec bloc-notes Windows d'extension **.hdr**, listant les éléments suivants que nous avons bien renseignés, une première image de notre MNT s'est affichée.

| | | |
|-----------|----------------|------------------------------------|
| NCOLS | 1201 | Nombre de colonnes |
| NROWS | 1201 | Nombre de lignes |
| NBANDS | 1 | Nombre de canaux : 3 si RVB |
| NBITS | 16 | pixel codé sur 2 bits |
| LAYOUT | BIL | Entrelacé par BIL par pixel BIP |
| BYTEORDER | I | Intel (PC, Silicon Graphics, DEC) |
| SKIPBYTES | 0 | Taille de l'en tête en byte |
| MAPUNITS | DEGREES | Unité de projection ici en d° |
| ULXMAP | | Abscisse du coin pixel haut gauche |
| ULYMAP | | Ordonnée du coin pixel haut gauche |
| XDIM | 0,000833333333 | Taille X du pixel selon MAPUNITS |
| YDIM | 0,000833333333 | Taille Y du pixel selon MAPUNITS |

Mais cette image brute était « bizarre ». Il nous fallait l'améliorer. Mais avant cela, il est important de commencer par géoréférencer notre MNT.

III.2- Pour gérer les pixels de contour

Il est souvent nécessaire de travailler dans la projection du pays de la zone d'étude. C'est pourquoi, il est indiqué de modifier leur projection et donc de géoréférencer sa zone de travail.

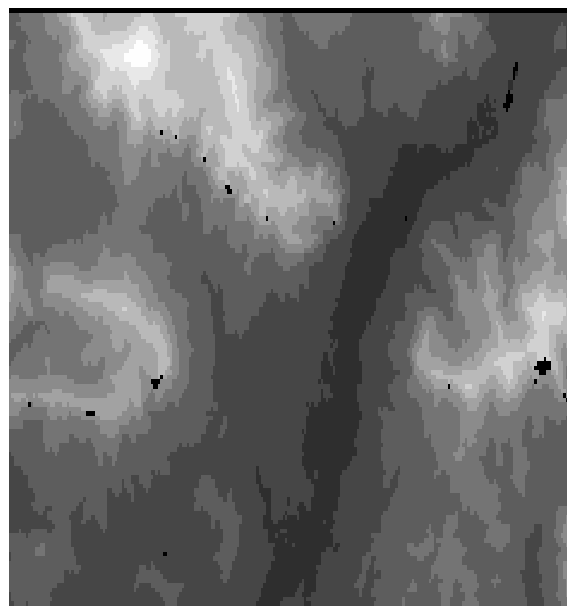


Fig.3: Copie d'écran d'une dalle de MNT avant le géoréférencement et le bouchage des trous

Or, ce changement provoque souvent une rotation de l'image (voir figure 5).

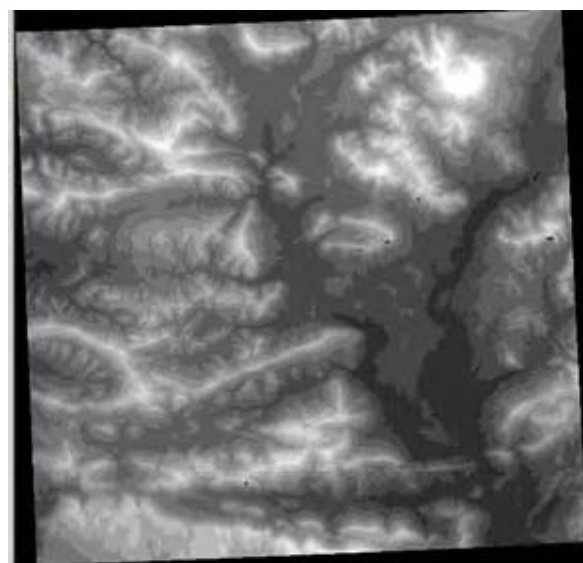


Fig.4 : Copie d'écran montrant l'impact du changement de projection

III.2.1- Amélioration de l'image

La procédure utilisée était la suivante : dans la table de matière, **ClicD** sur le nom du fichier/ **Propriétés/ Symbologie/Etiré/modifier valeurs** **Elévées/faibles** et dans les cases ouvertes, nous avons renseigné les **valeurs d'altitude minimale et maximale**. L'onglet «dégradé de

couleurs » nous a permis de choisir la trame de couleurs souhaitées.

L'image est assez jolie, mais renferme des trous. Ceci est normal car, les données SRTM présentent souvent des carences d'information comblées par la valeur aberrante « -32768 ». Ces absences sont généralement dues au problème d'ombre radar et à la mer.

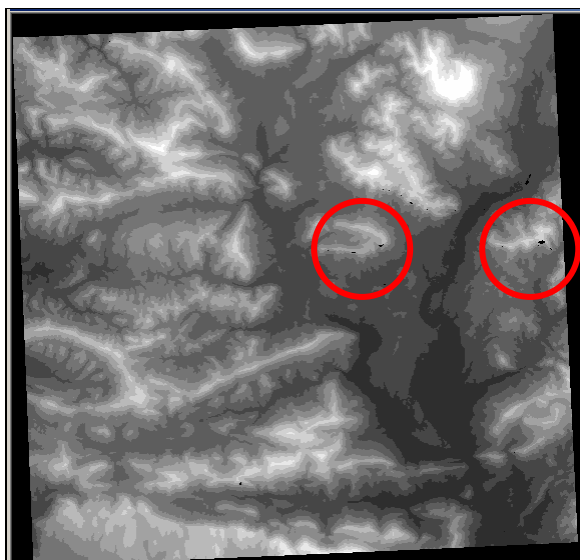


Fig. 5 : Copie d'écran d'une dalle de MNT présentant des « trous »

III.2.1.1- Marquage des trous

Pour rendre le MNT plus beau et mieux exploitable, nous avons fait des traitements visant à "combler" ces zones vides, et à supprimer les incohérences occasionnelles (altitudes trop hautes ou trop basses), ou, dans certains cas, à retrouver les lignes de rivages. De plus, les zones d'intérêt se situent généralement à cheval sur plusieurs dalles SRTM.

Pour mettre en évidence ces trous, il suffit de réaliser des profils dans une zone sans trous puis dans une zone endommagée en utilisant le module **3D Analyst** d'Arcview.

Concernant ce marquage des trous, nous avons transformé toutes les valeurs défectueuses à la valeur -1. Cette opération s'est fait grâce à la

calculatrice raster. La formule utilisée « **con ([nom MNT]>3000, -1, [nom MNT])** » est une fonction de condition : con (condition, si vrai, si faux). Ceci signifie que toutes les altitudes du secteur d'étude supérieures à 3000m sont ramenées à -1 et pour celles qui sont inférieures à ce nombre, lecture normale. Le résultat est une image temporaire qui a été rendu permanent.

III.2.1.2- Bouchage des trous

Cette opération a nécessité l'utilisation de l'extension **Spatial Analyst Plus** d'Arcview. En activant l'onglet **Calcul hydrologie** et cliquant sur **Fill Sinks**, nous avons obtenu la meilleure image. L'opération prend du temps.

Pour sauvegarder, **ClicD** sur **Fill Sinks / Données/Rendre permanent**

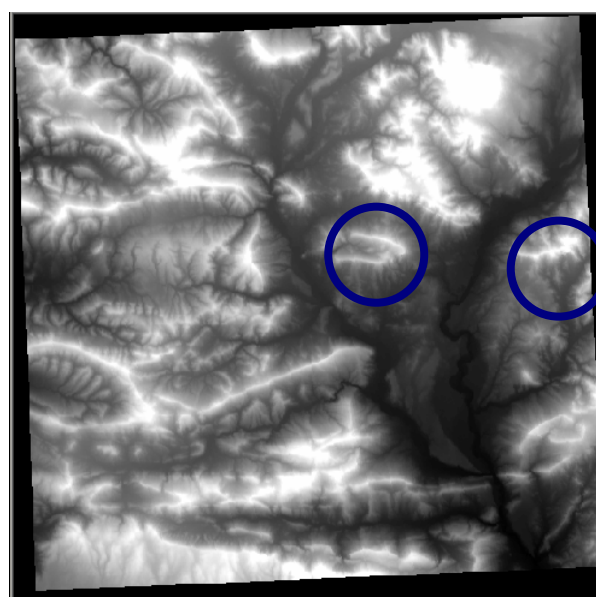


Fig.6: Copie d'écran d'une dalle de MNT précédant après bouchage des « trous »

Les transformations subies par les données SRTM (des fichiers **.hgt** aux MNT en passant par les extensions **.bil** et **.hdr**) sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des transformations subies par les données SRTM pour générer des MNT utilisables pour des traitements complexes.

| Fichiers srtm de type .hgt | Extension .bil | Extension .hdr | Images obtenues | Altitudes plus élevées |
|----------------------------|----------------|----------------|-----------------|------------------------|
| S26°E015°.hgt | S25°E015°.bil | S26°E015°.hdr | C1 | 2044 |
| S26°E016°.hgt | S25°E016°.bil | S26°E016°.hdr | C2 | 1978 |
| S26°E017°.hgt | S25°E017°.bil | S26°E017°.hgt | C3 | 1726 |
| S26°E018°.hgt | S25°E018°.bil | S26°E018°.hgt | C4 | 1205 |
| S26°E019°.hgt | S25°E019°.bil | S26°E019°.hgt | C5 | 1137 |
| S27°E015°.hgt | S26°E015°.bil | S27°E015°.hgt | C6 | 1471 |
| S27°E016°.hgt | S26°E016°.bil | S27°E016°.hgt | C7 | 1935 |
| S27°E017°.hgt | S26°E017°.bil | S27°E017°.hgt | C8 | 1501 |
| S27°E018°.hgt | S26°E018°.bil | S27°E018°.hgt | C9 | 1732 |
| S27°E019°.hgt | S26°E019°.bil | S27°E019°.hgt | C10 | 1139 |
| S28°E015°.hgt | S27°E015°.bil | S28°E015°.hgt | C11 | 1097 |
| S28°E016°.hgt | S27°E016°.bil | S28°E016°.hgt | C12 | 1703 |
| S28°E017°.hgt | S27°E017°.bil | S28°E017°.hgt | C13 | 1647 |
| S28°E018°.hgt | S27°E018°.bil | S28°E018°.hgt | C14 | 2183 |
| S28°E019°.hgt | S27°E019°.bil | S28°E019°.hgt | C15 | 1551 |
| S29°E015°.hgt | S28°E015°.bil | S29°E015°.hgt | C16 | 257 |
| S29°E016°.hgt | S28°E016°.bil | S29°E016°.hgt | C17 | 1110 |
| S29°E017°.hgt | S28°E017°.bil | S29°E017°.hgt | C18 | 1371 |
| S29°E018°.hgt | S28°E018°.bil | S29°E018°.hgt | C19 | 1127 |
| S29°E019°.hgt | S28°E019°.bil | S29°E019°.hgt | C20 | 1163 |

III.4- Obtention de la mosaïque

La mosaïque s'obtient par assemblage des fichiers SRTM couvrant la région de travail. Pour obtenir la mosaïque couvrant notre secteur d'étude, nous avons utilisé un programme, **le programme C : Assemble_HGT³** écrit par YVES QUETE (Géosciences Rennes). Etant donné que les fichiers SRTM sont livrés par unités de 1 degré de largeur et de hauteur, ce programme permet de réaliser la mosaïque lorsqu'on travaille dans une vaste zone donc avec beaucoup de fichiers.

NB : Le fichier exécutable doit être placé dans le dossier contenant les fichiers .hgt à assembler. Le programme indique les images lues et les images manquantes sont remplacées par des valeurs mises à zéro. Deux images sont créées :

- la mosaïque pure : **MA.bil**, la taille pour cet exemple est de 8400 colonnes pour 4800 lignes,
- la mosaïque réduite à 1 pixel pour 3 pixels originels : **MA_Moy3.bil** ; la taille dans ce cas est de 2800 colonnes pour 1600 lignes.

Pour y parvenir, nous avons rédigé les fichiers .hdr suivants :

MA.hdr : //MNT non moyenné

```

NCOLS          8400
NROWS          4800
NBANDS         1
NBITS          16
LAYOUT         BIL
BYTEORDER      I
SKIPBYTES      0
MAPUNITS       DEGREES
ULXMAP         .....
ULYMAP         .....
XDIM           0,00083333333333
YDIM           0,00083333333333

```

MA_Mov3.hdr : //MNT non moyenné

```

NCOLS          2800
NROWS          1600
NBANDS         1
NBITS          16
LAYOUT         BIL
BYTEORDER      I
SKIPBYTES      0
MAPUNITS       DEGREES
ULXMAP         .....
ULYMAP         .....
XDIM           0,00083333333333
YDIM           0,00083333333333

```

La mosaïque obtenue (**best_mosaïque**) a donc été rendue permanente car le fichier ainsi obtenu sera à l'origine de toutes les cartes dérivées.

Plusieurs traitements concernant la mise en page ont suivi :

1° Le choix du format : **Fichier/Mise en page/Adobe PDF/Taille du papier/A0/Paysage (ou portrait)**,

2° Les caractéristiques de la carte : **Insertion** et mettre l'échelle, le flèche du Nord, les coordonnées géographiques, le titre, le cadre etc. ...

III.5- Les cartes dérivées des MNT

Les principales cartes réalisées à partir de notre **best_mosaïque** sont : la carte d'exposition, la carte d'ombrage, la carte de pentes, la carte du réseau hydrographique. Le logiciel utilisé est ArcGis.

III.5.1- Carte d'exposition

Elle est dérivée elle-même du GRID, a été réalisée sous ArcGIS grâce à l'extension Spatial Analyst. Pour cette carte, chaque facette du relief est représentée par une couleur

correspondant à une orientation. **Spatial Analyst/Analyse de surface/Exposition**

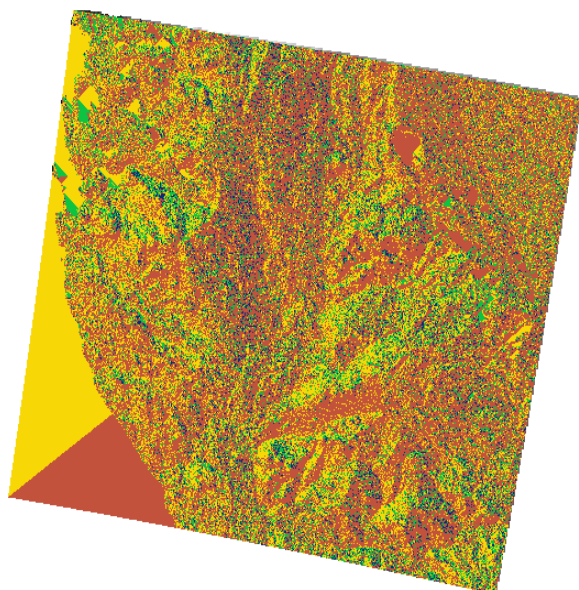


Fig. 7 : Copie d'écran de la carte d'exposition du secteur d'étude

III.5.2- Carte d'ombrage

Elle est également réalisée sous ArcGIS grâce à l'extension Spatial Analyst.

En chargeant notre best_mosaïque puis, **Spatial Analyst/Analyse de surface/Ombre**, on obtient une belle carte d'ombrage.

L'intérêt de ce traitement est de visualiser les variations et les détails du relief en variant l'angle du rayonnement solaire incident. Cette carte d'ombrage est un bon guide pour la réalisation de la carte des surfaces.

Mais, cette méthode présente aussi quelques limites. En effet, lorsque l'angle incident est égal à 0° , seules les grandes vallées et les régions assez hautes peuvent être facilement individualisées car, les rayons solaires atteignent parallèlement la surface d'observation (fig.9). A 90° , par contre, les rayons solaires tombent plutôt perpendiculairement à la surface d'observation, rien n'est presque observé à cause d'un flux lumineux très élevé (fig.10). Les meilleures observations sont obtenues pour une inclinaison de 45° et un azimut de 150° (fig. 11)

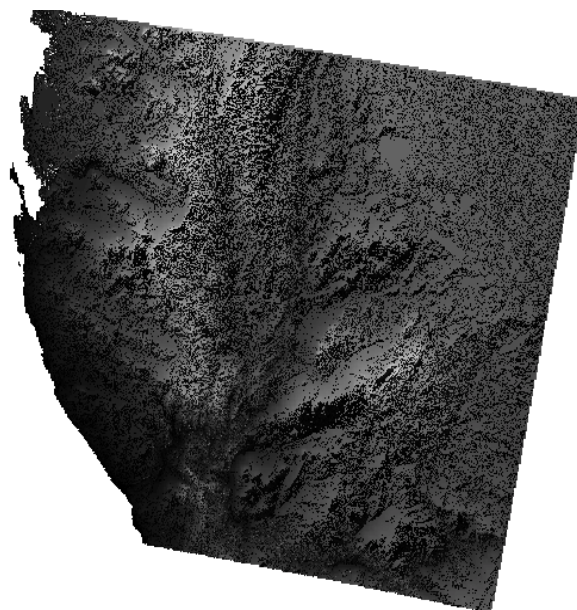


Fig.8: Carte d'ombrage d'azimut 150° et d'inclinaison 0° au Sud de la Namibie (*copie d'écran*)

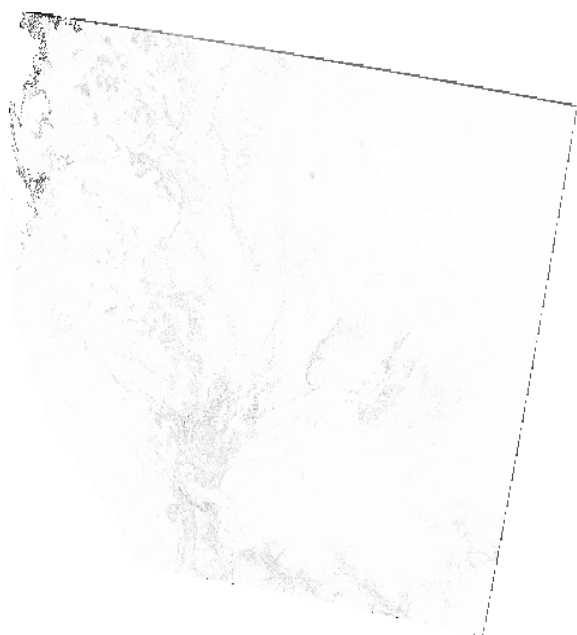


Fig.9 : Copie d'écran de la carte d'ombrage du Sud de la Namibie (azimut 150° , inclinaison 90°)

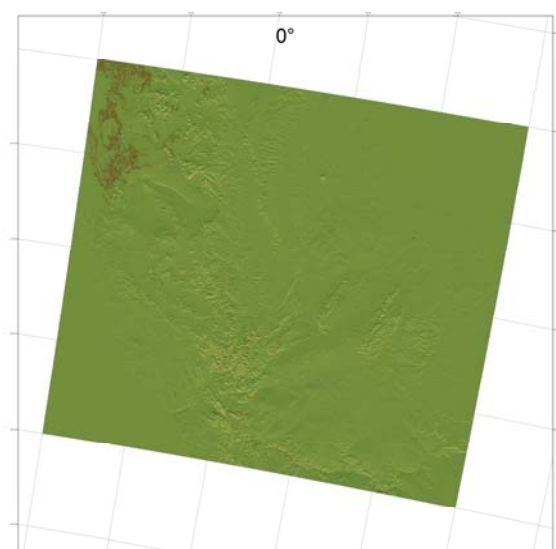


Fig.10: Carte d'ombrage d'azimut 150° et d'inclinaison 45° au Sud de la Namibie

III.5.3– Carte des pentes

Le calcul des pentes permet d'apprécier le raccord entre les différents niveaux

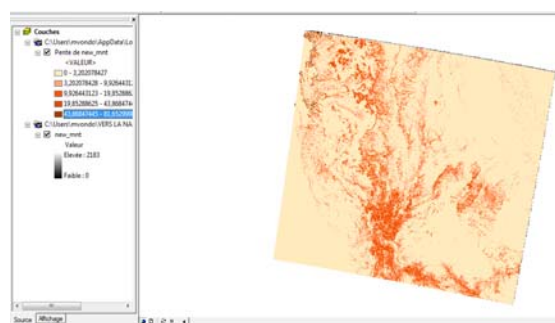


Fig.11: Copie d'écran de la carte de pentes de la zone d'étude.

III.5.4– Carte du réseau hydrographique

Cette approche permettra entre autres :

1. d'utiliser le réseau hydrographique pour déterminer les caractéristiques du relief ;
2. d'analyser indirectement la géologie (lithologie, structure) car, certains paramètres tels que : la densité du réseau, les angles de confluences, les linéarités hydrographiques et les courbures sont souvent assez révélateurs de la géologie ;
3. de caractériser la géométrie des réseaux ;
4. de ressortir les bassins versants ;
5. de réaliser les profils en long dont l'interprétation peut permettre de caractériser les phénomènes d'incision et de surrection.

topographiques et de ce fait même vient compléter certaines signatures morphologiques d'ordre tectoniques ou lithologiques non perçues dans le traitement ombrage.

Cette carte a été réalisée sous ArcGIS grâce à l'extension **Spatial Analyst**. La manipulation était assez simple : **Spatial Analyst/Analyse de surface/Pente**.

Dans la fenêtre ouverte, nous avons cliqué sur « pourcentage », puis indiqué la taille du pixel en sortie (dans notre 5m). L'image obtenue est un raster que nous avons nommé **carte_pente**.

Pour ressortir des classes, la procédure a été la suivante : **ClicD sur carte_pente/Propriétés/symbiologie** : fixation du nombre de classes/choix de la méthode de sélection manuelle/ valeur des bornes et libeller les étiquettes de légende. Pour finir, notre carte a été renommée avant de l'enregistrer comme fichier de couche (**Carte_pente.lyr**).

Un certain nombre d'étapes précède l'obtention du réseau hydrographique :

- Le bouchage des trous qui conduit à l'obtention du « Fill sinks ». Cette opération permet d'assurer la continuité des cheminements de l'eau depuis n'importe quel pixel jusqu'aux bords de l'image. Dans le cas contraire, chaque trou ou bosse constituerait un point d'arrêt du cheminement de l'eau.
- Le calcul des directions de flux (Flow direction) qui permet de calculer les directions d'écoulements dans chaque cellule de la grille de MNT. Pour cela, faire entrer « Fill sinks », puis aller à **Spatial Analyst Plus/Hydrologic surface analysis/Flow direction**. On obtient un raster qui doit être enregistré en mode **.tif**
- La fonction Accumulation des écoulements (Flow accumulation) permet de calculer pour chaque cellule, la quantité d'eau accumulée du fait des écoulements amonts. La grille des directions d'écoulement doit avoir été préalablement calculée. L'extension **Spatial Analyst Plus/Hydrologic surface analysis/Flow accumulation** est utilisée pour obtenir le flow

accumulation qui doit être enregistré en mode **.tif**.

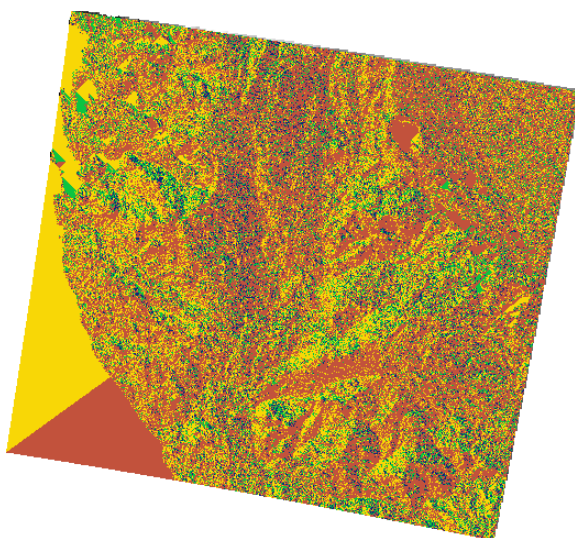


Fig.12: Directions d'écoulement des eaux au Sud de la Namibie (*Copie d'écran*)

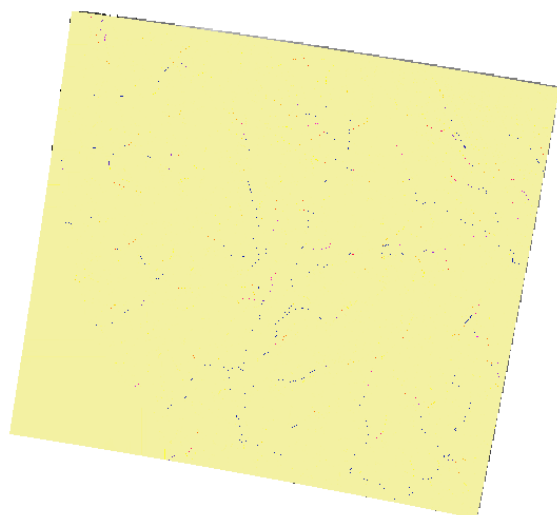


Fig.13: Accumulation d'écoulement des eaux au Sud de la Namibie (*Copie d'écran*)

- La fonction « Vectorisation du réseau hydrographique » : c'est cette commande qui aboutit à la génération d'un fichier de forme (de lignes) correspondant au réseau hydrographique théorique. La manipulation suivante est indiquée pour y arriver:

Spatial Analyst Plus/Hydrologic surface analysis/Stream network.

NB: Les grilles des directions et des accumulations d'écoulement doivent avoir été préalablement calculées.

L'enregistrement se fait en mode **.shp** (ClicD sur le fichier/ Exporter/ Nommer) ; dans notre cas, cette carte a été nommée **RH100.shp**.

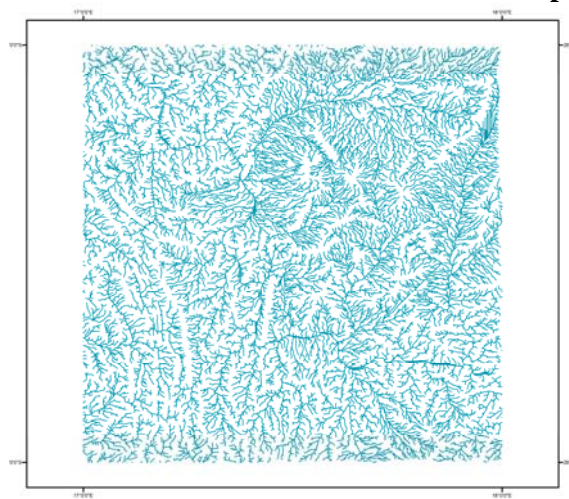


Fig.14: Carte théorique du réseau hydrographique d'une tuile de MNT.

A partir de la carte du réseau hydrographique, il est possible de visualiser les bassins versants et les chemins d'écoulement. Les grilles des directions d'écoulement et des accumulations d'écoulements doivent avoir été préalablement calculées et placées dans la table de matières. La procédure utilisée est **Spatial Analyst Plus/Hydrologic surface analysis/Basin-raindrop**. Deux icônes sont activées :

- la première, « **Watershed** » permet de visualiser les bassins versants et les sous bassins versants. Cette fonction permet aussi de délimiter par exemple, en mode raster, le bassin versant d'une rivière. Dans notre exemple, le bassin versant du fleuve orange ainsi que ses sous bassins : rivières fish et konkiep sont obtenus en cliquant sur l'exutoire de la rivière. La figure obtenue est un raster qui peut-être transformée en shapefile de type polygone suivant la procédure : **Spatial Analyst/Convertir/Raster vers Entité**.
- La deuxième, « **Rain drop** » est utilisée pour réaliser le chemin d'écoulement de l'eau vers son exutoire. Il suffit de cliquer à la source du cours d'eau. On le rend permanent avec « **type-convert** ».

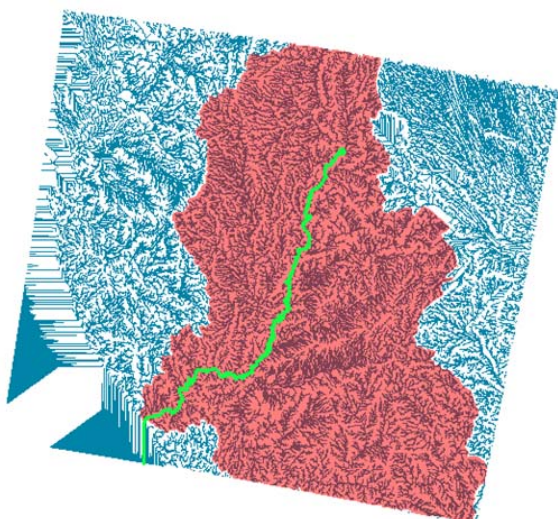


Fig.15: Mise en évidence du bassin versant de la rivière orange (en rose) et du chemin d'écoulement de la fish river (vert clair). (Copie d'écran)

III.5.5 - Calcul des courbes de niveaux

A partir du MNT préalablement bouché, nous avons obtenu la carte de courbes de niveau eu utilisant l'outil : **Spatial Analyst/Analyse de surface/Isoligne**.

Elle a ainsi été nommée : **CDN100m**.

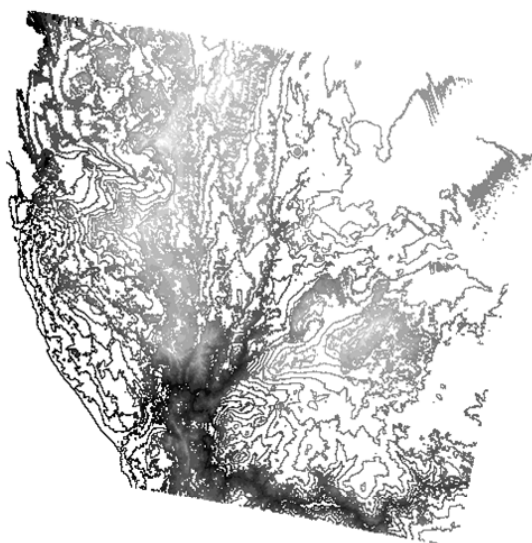


Fig.16: Courbes de niveau théoriques obtenues à partir du MNT (copie d'écran)

III.6 – Réalisations des coupes

A partir d'arcGis et d'Excel, nous avons réalisé deux types de profils : les profils transversaux et les profils longitudinaux.

III.6.1 – Profils transversaux

La manipulation a été assez longue, il fallait :

Commencer par sélectionner le MNT et activer le module « **Easy Profiler 9.1** »

A l'aide de l'icône « Get profile from drawing line » faire le trait de coupe, puis l'enregistrer par un double clic au bout du trait. Le nom du fichier apparaît sur la table de matières. Faire un clic D sur le nom du fichier, puis exporter dans Excel, la table attributaire en format **.dbf**. Faire la même gymnastique pour autant de coupes que l'on souhaite faire.

La table attributaire du fichier des points créés contient les attributs indiquant les coordonnées des points tracés (Xcoor, Ycoor), leur altitude sur le MNT référence (Zcoor), la distance cumulée depuis le début de la coupe (Dist).

Après ces préliminaires, nous avons effectué le tracé de nos profils en suivant les étapes ci-dessous :

- Ouverture du fichier Excel qui renferme les données des polygones (coupes à réaliser) ; Clic sur l'icône « Assistant graphique », choix « Nuages des points » ;
- Clic sur « suivant » et la courbe apparaît mais renversée ;
- Redressement de la courbe en cliquant sur « Série », ensuite sur la ligne de X puis sélectionner la colonne « Dist » ;
- Faire la même chose avec la ligne Y. On obtient alors une courbe normale ;
- Pour finir, Clic sur suivant/suivant/suivant/Placer sur une nouvelle feuille/Terminer. La courbe doit être enregistrée en format **.xls**.

III.6.2 – Profils longitudinaux des rivières

Les profils en long (PL) s'obtiennent à partir des chemins d'écoulement préalablement réalisés. L'intérêt de ce traitement est multiple, car les profils longitudinaux peuvent servir à :

- caractériser les rivières, c'est-à-dire, voir si elles sont en équilibre dynamique ou non ;
- ressortir les zones de ruptures de pente ;
- mesurer l'incision.

On y arrive après plusieurs étapes :

1° Supprimer les parties inutiles

Dans certains cas, il peut arriver qu'une partie du chemin d'écoulement ne soit pas

intéressante, alors, on doit la tronquer. Pour cela, voila comment nous avons procedé :

- Editeur/Tâche/Prolonger ou tronquer des entités,
- Sélection de la ligne du Chemin d'écoulement et clic sur la zone à tronquer à l'aide de l'icône de soustraction,
- Sélection de la partie à enlever puis la suppression à l'aide de la touche « Suppr » du clavier,
- Enregistrement des mises à jour, puis quitter la session de mise à jour.

2° Charger le MNT (Fill sinks)

3° Sélectionner la ligne d'écoulement

4° Aller à Easy Profiler et à l'aide de l'icône PS, préciser l'intervalle

5° Sélectionner le Fill sinks et à cliquer sur l'icône « S », puis nommer. On obtient sur l'écran de l'ordinateur, le résidu de dessin correspondant au profil tracé,

6° Pour terminer, exporter la table attributaire et réaliser le profil selon le même principe que celui présenté plus haut.

III.6.3 - Profils d'équilibre et profils de différence des rivières

Pour mieux caractériser nos profils en long (PL) et comprendre l'état de l'évolution de nos rivières : en équilibre, proches de l'équilibre ou en déséquilibre et si possible estimer l'impact de l'incision, nous avons réalisé deux autres types de profils : le profil théorique (PT) ou profil d'équilibre et profil de différence (PD).

III.6.3.1- Profils d'équilibre

Selon Coque (1977), un profil d'équilibre est une courbe régularisée, telle qu'en tous ses points, la vitesse du courant assure le transport de la totalité de la charge solide venue d'amont, jusqu'au niveau de base, sans qu'il y ait ni creusement ni accumulation.

Pour Hack (1973), le profil d'équilibre d'une rivière dans une lithologie unique est une ligne droite quand on la représente en échelle semi-logarithmique, c'est-à-dire que l'élévation se trouve en échelle normale et la distance en échelle logarithmique.

A partir de cette approche de Hack, nous avons pu déterminer une équation qui tient compte de la plus grande valeur d'altitude et de la plus grande distance horizontale afin de l'appliquer pour n'importe quelle rivière, en utilisant les critères de l'équation générale de la droite en système de coordonnées cartésiennes : $y - y_0 = ((y_1 - y_0) / (x_1 - x_0)) * (x - x_0)$ auxquels, on a ajouté la composante logarithmique (I) :

$$A_N = A_m + (((A_M - A_m) / (\log L_m - \log L_M)) * (\log Li - \log L_M)) \quad (I)$$

A_N = valeur normalisée d'altitude à l'équilibre qu'on veut calculer

A_M = Altitude maximale

A_m = Altitude minimale,

L_M = Distance maximale

L_m = Distance minimale (avec $L_m \geq 1$)

Li = Valeur de la distance pour chaque point considérée par rapport à l'amont.

Le but est de comparer le profil en long d'une rivière avec son profil théorique et de mesurer si possible la quantité de déviation qui se traduit en termes de soulèvement ou d'érosion.

III.6.3.2- Profils de différence

Un profil de différence est une courbe qui représente la différence entre les valeurs de la courbe originale et la courbe de référence à l'équilibre. L'altitude utilisée pour réaliser ce profil est obtenue à partir de l'équation (II) ci-dessous :

$$D_I = A - A_N \quad (II)$$

D_I = Déviation instantanée,

A = Altitude originale

A_N = Altitude normalisée

En général, quand le paramètre D_I est positif, la courbe se trouve sur le niveau de référence et peut être interprétée comme la quantité de soulèvement ou la quantité de matériaux qui n'ont pas pu être déplacés par l'érosion à cause d'une activité tectonique intensive à court échéance.

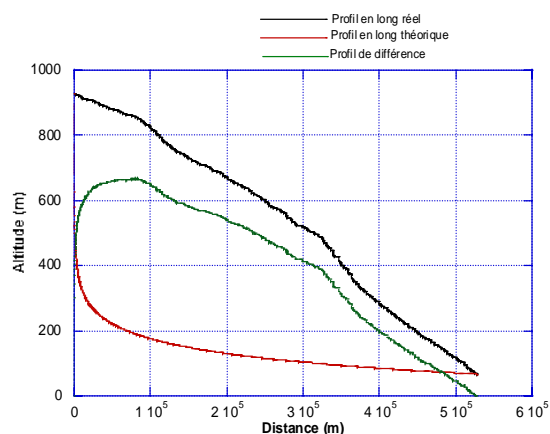


Fig.17: Représentation des profils longitudinaux réel, théorique et de déviation de la Fish River

III.6.4 - Réalisation des « knick zones » et de la différence entre PL et PT

Les zones de ruptures ou knick zones ont été mises au point en utilisant les trois étapes suivantes :

1. Charger le réseau hydrographique, puis le profil concerné
2. Spatial Analyst/Convertir/Entités en raster/Choisir Zcoor, préciser la taille et nommer. On obtient un raster.
3. 3D Analyst/Analyse de surface/Pente/préciser la taille puis nommer.

Pour matérialiser l'écart entre le PL et le PT, nous avons à partir d'ArcMap et d'Excel, des classes qui marquent cet écart. La procédure est la suivante :

1. Ouvrir le feuille Excel qui contient le profil (PL)/ Insertion/feuille/Sélection des données importantes/Copier /Collage spécial/Valeurs/Nommer/Mettre dans DBF4/OK/Non/Annuler/Fermer.
2. Ouvrir ArcCatalog/Choisir le fichier/ClicD/Créer une classe d'entité/A partir d'une tableXY/ChampZ/ChoisirChamp Z/Nommer/Enregistrer. On obtient un fichier de forme.

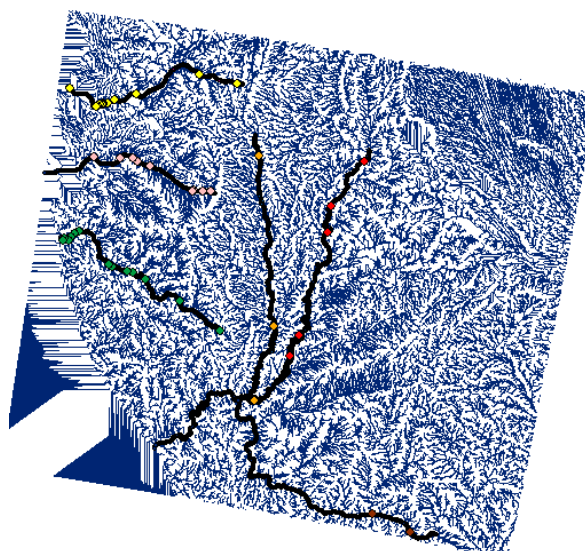


Fig.18: Localisation des knick points le long des traces des profils en long sur fond hydrographique. (Copie d'écran)

Conclusion

Les MNT issus des données SRTM représentent un moyen de palier aux manques de données altimétriques. Ils présentent, d'une part, l'avantage de s'étendre au delà des frontières et d'être libres de toute contrainte juridique quant à leur transmission ou utilisation par un tiers. D'autre part l'apport des cartes dérivées des MNT, constitue une source de données indispensables pour la connaissance de la région. De nombreux phénomènes peuvent ainsi être constatés : surfaces d'aplanissement, escarpements, terrasses, incisions, ruptures de pentes etc...

Toutefois, la résolution de ces données (90 mètres), en partie dégradée par le rééchantillonnage, limite nettement leur utilisation. De plus, les cartes dérivées étant des fichiers images, tout comme le MNT, elles ne sont pas associées ici à une base de données. Or, dans l'optique d'analyses plus précises, l'ajout de données attributaires devra être réalisée. Aussi, de nombreuses dalles de MNT présentent des « trous d'information » de taille très importante et ceci en grand nombre. La méthode de comblement par extrapolation s'avère donc peu précise et ne permet pas de palier au manque important de données.

ANNEXE B

DATATION DES CANYONS

La datation des canyons des canyons reste un domaine compliqué. D'abord parce que la plupart des canyons ne renferment pas de terrasses ; ensuite parce que toutes les méthodes de datations des événements géologiques ne permettent pas de toujours remonter le temps à plus d'un million d'années.

Géochronologie absolue

En prenant l'exemple du « Grand canyon » aux USA qui est l'un des canyons les plus étudiés au monde, le problème de datation se pose toujours avec acuité depuis au moins un siècle. Plusieurs techniques et méthodes sont proposées, mais donnent des résultats souvent très différents. Nous proposons ici deux méthodes de datations et leurs résultats.

1° utilisation des isotopes $40\text{Ar}/39\text{Ar}$

Cette méthode a été utilisée par Karlstrom (2007). Les âges obtenus (6 Ma) montrent le Grand Canyon est relativement récent. Il semble donc que le travail d'érosion du fleuve ait débuté il y a environ cinq à six millions d'années sous l'action d'un uplift de 900m au Néogène supérieur. Outre la baisse des eaux du fleuve, le niveau des plateaux du Colorado s'est élevé, accentuant ainsi l'action du fleuve.

2° utilisation des isotopes d'uranium-plomb

Contrairement, aux méthodes les plus communément utilisées pour établir les événements géologiques et qui ne permettent pas de remonter avec précision au-delà d'un million d'années, cette technique de datation basée sur des isotopes d'uranium permet de remonter plus loin dans le temps. Elle s'appuie sur de nouveaux indices constitués par des dépôts de minéraux qui se forment sous l'eau près de la surface de nappes phréatiques dans des grottes tout le long du Canyon. Ces dépôts de minéraux dans les grottes ont été laissés par la baisse du niveau des nappes phréatiques au fur et à mesure que le Canyon se creusait. Cette méthode menée par Victor Polyak et al., géologues de l'Université du Nouveau-Mexique a montré que le Grand Canyon du Colorado, dont l'âge est objet de débat depuis un siècle, aurait commencé à se former il y a au moins 17 millions d'années, soit

trois fois plus tôt qu'on ne l'estime généralement. Le Canyon est plus ancien qu'on le pensait.

Chronologie relative

1° Terrasses

Une terrasse alluviale, ou terrasse fluviale, est une zone plane, située sur les versants d'une vallée et constituées par des alluvions (sédiments) déposés par le cours d'eau à une certaine période. Ces alluvions sont abandonnés sur les bords du lit suite à un encaissement de la rivière (ou à la disparition d'un barrage). La succession de plusieurs épisodes de sédimentation et d'incision aboutit fréquemment à l'édification de plusieurs terrasses.

La datation des alluvions par paléontologie, isotopes cosmogéniques, dendrochronologie, etc. permet d'étudier l'histoire géologique et géomorphologique du bassin versant de la rivière.

Depuis une vingtaine d'années, le développement de la méthode de datation par Résonance Paramagnétique Electronique (RPE) de quartz blanchis optiquement permet de dater directement le dépôt des terrasses fluviales pléistocènes, marqueurs caractéristiques des changements climatiques depuis la fin du Pliocène. Une utilisation systématique de la datation RPE permet de mettre en évidence les différentes phases d'incision des vallées, d'estimer la vitesse moyenne de celles-ci et de les replacer dans un cadre chronologique global. L'application de la méthode RPE à des systèmes fluviaux du Centre de la France (Creuse et Loir) a permis de définir une chronologie des phases de dépôts dans ces vallées et, en corrélant ces chronologies avec celles d'autres systèmes de la moitié nord de la France, de mettre en évidence des similitudes pouvant servir de points de repère chronologiques régionaux.

2° Utilisations d'autres repères contextuels : fracturation, réseau hydrographique (capture, vallées perchées...), lithologie.

Les canyons d'origine tectonique notamment ceux dont l'incision est précédée par une tectonique extensive peuvent en dépit des méthodes de géochronologie absolue ou de terrasses, être datés en étudiant les rapports entre les failles et les couches incisées.